HARVARD MEDICAL
LIBRARY

RÖNTGEN

THE LLOYD E. HAWES
COLLECTION IN THE
HISTORY OF RADIOLOGY

Harvard Medical Library
in the Francis A. Countway
Library of Medicine ~ *Boston*

VERITATEM PER MEDICINAM QUÆRAMUS

SUR LA

RADIATION SOLAIRE.

RAPPORT

Sur la Question 19 du Programme pour le **Congrès météorologique de Rome** : « Y a-t-il eu depuis le premier Congrès des expériences décisives donnant une méthode simple et exacte pour mesurer la radiation? Quelle relation y a-t-il entre la radiation et la quantité de vapeur contenue dans l'atmosphère?

PAR

M. J. VIOLLE,

PROFESSEUR A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE LYON.

Extrait des *Annales de Chimie et de Physique*, 5e série, t. XVII; 1879.

PARIS,

GAUTHIER-VILLARS, IMPRIMEUR-LIBRAIRE

DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,

SUCCESSEUR DE MALLET-BACHELIER,

Quai des Augustins, 55.

1879

Digitized by the Internet Archive
in 2011 with funding from
Open Knowledge Commons and Harvard Medical School

http://www.archive.org/details/surlaradiationso00viol

RAPPORT

SUR

LA QUESTION 19

DU

PROGRAMME POUR LE CONGRÈS MÉTÉOROLOGIQUE DE ROME :

« Y A-T-IL EU DEPUIS LE PREMIER CONGRÈS DES EXPÉRIENCES DÉCISIVES DONNANT UNE MÉTHODE SIMPLE ET EXACTE POUR MESURER LA RADIATION? QUELLE RELATION Y A-T-IL ENTRE LA RADIATION ET LA QUANTITÉ DE VAPEUR CONTENUE DANS L'ATMOSPHÈRE? »

PAR M. J. VIOLLE.

Extrait des *Annales de Chimie et de Physique*, 5e série, t. XVII; 1879.

Je diviserai ce Rapport en deux Parties : dans la première Partie, j'étudierai les moyens de mesurer l'intensité de la radiation solaire; dans la seconde, j'indiquerai quelle est, d'après les estimations les plus probables, la valeur de l'absorption atmosphérique, et je chercherai la relation entre cette absorption et la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

Dans chacune des deux Parties, tout en insistant particulièrement sur les travaux récents, je ferai précéder l'exposé de ces travaux d'une courte étude des recherches antérieures, étude nécessaire pour fixer l'exacte valeur des résultats actuels.

PREMIÈRE PARTIE.

MESURE DE L'INTENSITÉ DE LA RADIATION SOLAIRE.

La radiation solaire se compose, ainsi que Newton l'a montré le premier, d'une infinité de radiations de réfrangibilités, c'est-à-dire de longueurs d'onde différentes. Chacune de ces radiations, définie par la longueur d'onde qui lui est propre, a ses propriétés individuelles comme chaleur, comme lumière et comme agent chimique, et il n'y a aucune relation jusqu'ici connue entre les diverses manières d'agir d'un même rayonnement se manifestant successivement sous ces trois aspects différents. Une évaluation exacte de la radiation solaire nécessiterait donc la *triple mesure, pour chaque radiation simple,* de l'intensité calorifique, de la puissance lumineuse et de l'énergie chimique de cette radiation.

On peut toutefois simplifier les mesures par cette première remarque que, pour chaque radiation individuelle, les trois intensités calorifique, lumineuse et chimique restent entre elles dans des rapports constants, caractéristiques de la radiation considérée, de sorte que, si la radiation prend une intensité double, par exemple, la chaleur, la lumière et la puissance chimique de cette radiation auront toutes trois également doublé. Si donc les physiciens avaient exactement établi pour chaque longueur d'onde la valeur thermique, la valeur lumineuse et la valeur chimique de la radiation définie par cette longueur d'onde, une seule mesure d'intensité (mesure d'intensité calori-

fique, ou mesure d'intensité lumineuse, ou encore mesure d'activité chimique, une seule de ces trois mesures) suffirait pour définir complétement la valeur actuelle de la radiation à l'instant considéré. En tous cas, on voit que *l'on peut se borner à un seul mode de mesure pour chaque radiation.*

Ainsi réduit, le problème est cependant encore singulièrement compliqué. Mais, comme le rayonnement entier du Soleil n'est guère soumis, avant de nous arriver à la surface de la Terre, qu'à une seule cause [1] susceptible de le modifier inégalement suivant les lieux et les heures considérés (je veux dire l'absorption par notre atmosphère et particulièrement par la vapeur d'eau de notre atmosphère), il suffira d'une seule mesure de l'intensité totale de ce rayonnement pour fixer exactement la valeur actuelle de la radiation, étant admis que la seule cause supposée agissante est parfaitement connue dans tous ses effets. *Une seule mesure suffira* donc, visant d'ailleurs soit l'intensité calorifique, soit l'intensité lumineuse, soit l'intensité chimique. Ce ne serait cependant point un luxe, assurément, que de faire au moins ces trois mesures d'intensité totale, car l'action de notre atmosphère est en réalité complexe et encore mal connue. Des recherches ont été effectivement poursuivies dans les trois directions; je vais les exposer.

---

[1] Je laisse ici complétement de côté les variations provenant des changements de distance du Soleil à la Terre (variations dont il est facile de tenir compte par un calcul exact) et celles qui résulteraient de modifications survenant à la surface même du Soleil; ces dernières ne pourraient être certainement établies que par un ensemble de mesures simultanées en divers points du globe.

CHAPITRE PREMIER.

MESURE DE LA LUMIÈRE DU SOLEIL.

Les premiers travaux précis sur l'intensité de la radiation solaire aux diverses heures d'un même beau jour se rapportèrent aux rayons lumineux ; nous reviendrons, dans la seconde Partie, sur ces importantes recherches de Bouguer, résumées dans l'Ouvrage qui parut après sa mort sous le titre de *Traité d'Optique sur la gradation de la lumière* (1760). Lambert, dans sa *Photométrie*, également publiée en 1760, étudie la même question et y ajoute des mesures de la radiation solaire; mais, bien qu'uniquement occupé de photométrie, il prend pour ses expériences l'instrument qui devait longtemps servir seul à toute étude de la radiation solaire, le thermomètre, et il évalue l'intensité du rayonnement par l'excès de la température de ce thermomètre exposé au soleil sur la température d'un deuxième thermomètre placé à l'ombre.

Quant aux mesures photométriques de la lumière du Soleil, elles ont été jusqu'ici à peu près complétement négligées.

En 1844, MM. Fizeau et Foucault [1] mesurèrent : 1° l'intensité chimique du Soleil comparativement à celles de la lampe électrique et de la lumière Drummond; 2° l'intensité lumineuse de la lampe électrique comparativement à celle de la lumière Drummond. Cette dernière comparaison ayant donné entre les intensités optiques de la lampe électrique et de la lumière Drummond sensiblement le même rapport qu'on avait déjà obtenu entre les intensités chimiques des deux mêmes sources, on peut admettre que dans les trois sources étudiées les intensités optiques et les intensités chimiques sont proportionnelles. Les mesures d'intensité chi-

---

[1] *Ann. de Chimie et de Physique*, 3e série, t. XI, p. 370; 1844.

mique effectuées par MM. Fizeau et Foucault déterminent donc aussi les intensités optiques des trois sources : l'intensité du Soleil est 3 fois environ celle de la lumière électrique (obtenue avec 46 couples ordinaires) et 146 fois celle de la chaux sous le dard du chalumeau à gaz oxygène et hydrogène.

Dernièrement, M. Crova [1] a repris l'étude photométrique des sources les plus importantes, à l'aide du spectrophotomètre de Glahn. Il trouve, pour une même intensité de la lumière rouge ($\lambda = 676$), les intensités relatives suivantes de la lumière verte ($\lambda = 523$) :

Lampe modérateur	1,00
Bougie stéarique	1,16
Lumière Drummond	1,81
Lumière électrique (60 éléments Bunsen)	3,06
Lumière solaire	4,05

J'ai moi-même [2] établi que l'intensité lumineuse d'une radiation donnée ne croît pas indéfiniment avec la température; il faut donc être singulièrement réservé dans les déductions que l'on peut tirer des intensités relatives des diverses sources. Les nombres qui précèdent n'en ont pas moins en eux-mêmes une grande importance.

Récemment, M. Langley [3] a réussi à comparer les intensités lumineuses en différents points du Soleil, au moyen du photomètre de Bunsen; il s'est aussi servi pour la même étude du photomètre de Rumford et a reconnu ainsi que la lumière des bords a une couleur rouge, tandis que celle du centre est bleue. L'intensité de la lumière émise par le noyau soi-disant obscur d'une tache est

---

(1) *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. XXXVII, p. 322 et 979; 1878.

(2) *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. LXXXVIII, p. 171; 1879.

(3) *Rapport sur les recherches faites à l'Observatoire d'Allegheny en* 1875; Introduction.

énorme : elle est au moins 5000 fois plus grande que celle de la Lune.

Ce qui fait presque complétement défaut, ce sont des mesures comparatives de la lumière du Soleil en divers lieux et à diverses heures et époques de l'année. Ces études ne présentent cependant aucune difficulté exceptionnelle et elles offriraient un grand intérêt, les radiations les plus lumineuses étant précisément celles qui intéressent le plus la vie végétale ([1]).

A Montsouris, le seul observatoire que nous connaissions où l'on ait cherché à établir des mesures photométriques, M. Marié-Davy ([2]) a installé :

1° Un photomètre d'Arago. Cet instrument a été confié à M. Trépied, qui s'en est servi d'abord pour déterminer la transparence de l'atmosphère (*voir* IIe Partie) pendant quelques nuits d'un ciel très-pur. Le même instrument doit aussi être employé à mesurer l'éclat relatif du Soleil : à cet effet, on a établi dans le parc un disque horizontal blanc, sur lequel se projette l'ombre d'un disque de cuivre; avec le photomètre, on peut comparer l'ombre à la lumière sur le disque, et par suite la lumière venant directement du Soleil à celle qui est envoyée par l'ensemble du ciel. Ces mesures n'ont pas encore été faites d'une manière suivie.

2° Un cyanomètre d'Arago, pour déterminer le degré de pureté du ciel d'après ce principe que la teinte du ciel se rapproche d'autant plus du bleu noir que le ciel est plus pur, tandis que cette même teinte tire au contraire de plus en plus sur le blanc à mesure que le ciel se voile davantage. Cette couleur bleue du firmament, dont les belles expériences de M. Tyndall sur les *nuages naissants* ont montré

([1]) *Voir* Radau, *la Lumière et les Climats*. Paris, Gauthier-Villars; 1877.

([2]) *Annuaire de l'Observatoire de Montsouris* pour l'an 1876, p. 330.

la véritable cause, avait déjà été étudiée par de Saussure [1]. Son cyanomètre est une simple échelle de 53 nuances de bleu, allant du blanc au noir, et que l'on compare à vue d'œil avec le ciel. L'appareil d'Arago est beaucoup plus précis; en outre, il est exactement comparable à lui-même, et les divers modèles que l'on en peut construire sont comparables entre eux si la lame de quartz, qui donne dans la lumière polarisée la teinte à égaler à celle du ciel, est de même épaisseur dans ces différents instruments.

CHAPITRE II.

MESURE DE LA PUISSANCE CHIMIQUE DU SOLEIL.

Dès 1841, sir John Herschel [2] proposa de faire usage du papier sensible pour la construction d'un *actinographe* qui donnerait chaque jour le degré d'éclairement du ciel. Depuis, divers physiciens ont cherché à créer un instrument propre à mesurer l'activité chimique des rayons solaires et celle de la lumière diffuse, en utilisant quelqu'une des réactions qui ont lieu sous l'influence de la lumière [3].

En 1843, M. Draper [4], de New-York, essaya de mesurer l'intensité des radiations chimiques du Soleil par la quantité d'acide chlorhydrique qu'elles produisent dans le *tithonomètre*, contenant un mélange à volumes égaux de chlore et d'hydrogène. Mais l'application de ce procédé présente de grandes difficultés, qui n'ont été vaincues que dix années plus tard par MM. Bunsen et Roscoë [5]. Après avoir établi la proportionnalité entre la quantité d'acide

---

(1) *Journal de Physique de de la Métherie*, t. XXXVIII; 1791.

(2) *Philosophical Transactions for the year* 1842.

(3) *Voir* RADAU, *les Radiations chimiques du Soleil*. Paris, Gauthier-Villars; 1877.

(4) *Silliman's Journal*; 1843.

(5) *Poggendorff's Annalen*, t. XCVI, 1855, et t. C, 1857.

produit et l'intensité de la lumière employée (que l'on faisait varier en changeant sa distance à l'appareil), les auteurs ont exécuté avec leur *photomètre* une remarquable série de mesures de l'intensité chimique de la lumière solaire, sur lesquelles j'aurai à revenir (IIe Partie).

Le photomètre à gaz acide chlorhydrique est un instrument beaucoup trop délicat pour des observations météorologiques courantes; aussi MM. Bunsen et Roscoë ont-ils cherché un autre moyen plus simple d'évaluer les effets chimiques de la lumière : ils l'ont trouvé dans l'emploi du papier au chlorure d'argent, indiqué par Herschel. L'intensité d'une source lumineuse étant, ainsi que l'avaient reconnu MM. Fizeau et Foucault dans les recherches rappelées plus haut, en raison inverse du temps nécessaire pour obtenir avec cette source une teinte déterminée, il est facile, à l'aide d'une gamme de teintes régulièrement décroissantes et de valeurs connues (d'après les temps d'exposition nécessaires pour les obtenir avec une même lumière), de fixer l'intensité chimique d'une lumière quelconque par la teinte que prend le papier sensible exposé à cette lumière pendant un temps donné, trois secondes par exemple. Si cette teinte est identique à l'une des épreuves types exposées six secondes, la lumière proposée sera deux fois plus intense que la source qui a servi à établir le type. M. Roscoë a fait avec l'*actinomètre photographique* un grand nombre d'observations sur la puissance chimique du Soleil : nous en indiquerons plus loin les résultats les plus importants.

Enfin, M. Roscoë a construit un *actinomètre enregistreur*, dont il a publié la description en 1874 (1). Une longue et étroite bande de papier sensible, mue par une horloge électrique, avance par saccade sous une plaque métallique percée d'un trou de 4 millimètres de diamètre.

---

(1) *Philosophical Magazine*, 4e série, t. XLVIII, p. 220; 1874.

Toutes les heures, la bande se met en mouvement pendant deux minutes, offrant à la lumière une série d'espaces qui restent exposés pendant des temps croissants, puis le papier s'arrête pendant une heure, et la lumière marque sur la bande un petit disque très-noir. A la fin de la journée, on détache la feuille de papier, et l'on compare les diverses taches avec une épreuve type. Quand le temps est humide, l'actinomètre doit être abrité sous une cage de verre; il en résulte un affaiblissement de la lumière dont il faut tenir compte. Avec l'appareil de M. Roscoë, on devait multiplier par 1,94 les nombres trouvés avec la cage de verre, pour les rendre comparables à ceux que donnaient les rayons solaires venant directement frapper le papier sensible. Ce facteur 1,94 ne saurait toutefois être regardé comme constant, et la cage de verre nuit certainement à l'exactitude des mesures.

Modifiant un procédé indiqué par Draper, M. Marchand [1], de Fécamp, a institué une méthode assez simple pour mesurer à chaque instant la force chimique du Soleil. Cette méthode, que l'auteur a baptisée du nom bizarre de *photantitupimétrie*, a été exposée par lui d'abord en 1874, puis avec plus de détails en 1875 : elle repose sur le dégagement d'acide carbonique que donne à la lumière une dissolution aqueuse d'acide oxalique et de perchlorure de fer. Le mélange est introduit avec de l'eau chargée d'acide carbonique dans un flacon plat en verre blanc; on recueille le gaz sur une petite cuve à glycérine. Le Livre de M. Marchand contient plusieurs séries horaires d'observations faites en 1870 et de nombreux Tableaux et calculs que nous examinerons plus loin. Je remarquerai dès maintenant toutefois que, *convenablement calculées*, les quan-

---

[1] *Étude sur la force chimique contenue dans la lumière du Soleil*, par Eugène Marchand, 1875; et, par extrait, *Annales de Chimie et de Physique*, 5e série, t. II, p. 160; 1874.

tités totales de lumière reçues par une même surface horizontale pour diverses hauteurs du Soleil, d'après les mesures de M. Marchand, sont assez bien d'accord avec celles qui résultent des mesures de MM. Bunsen et Roscoë. Toutefois la comparaison doit s'arrêter là, et aucune des réactions employées jusqu'à ce jour ne peut nous donner une mesure absolue de l'énergie chimique de la lumière solaire.

D'après M. Berthelot (1), on ne peut espérer arriver à cette mesure que par l'emploi de phénomènes tout différents de ceux que l'on a jusqu'ici employés, lesquels sont tous *exothermiques*, c'est-à-dire dégageant de la chaleur. « Dans ce groupe de réactions, la lumière détermine le phénomène chimique, mais ce n'est pas elle qui effectue le travail principal, c'est-à-dire qui fournit la chaleur mise en jeu; la lumière, en un mot, joue un rôle analogue à celui d'une allumette qui servirait à incendier un bûcher. » Dans les réactions *endothermiques* au contraire (décomposition de l'acide carbonique dans la nutrition aérienne des végétaux), c'est la lumière qui effectue elle-même le travail chimique : c'est donc à ces réactions qu'il faudrait s'adresser pour mesurer l'énergie chimique de la lumière.

Au lieu de recueillir les produits d'une réaction, M. E. Becquerel (2) mesure le courant électrique développé sous l'influence des réactions que provoque la lumière : tel est le principe de l'*actinomètre électrochimique*. Tout récemment, M. Egoroff (3) a repris cet appareil, et, en combinant deux actinomètres de Becquerel, il a construit un instrument différentiel d'une grande sensibilité. Il ne l'a encore guère appliqué qu'à l'étude de l'absorption des rayons ultra-violets pour différents corps; mais il est clair que cet *électro-actinomètre différentiel* peut servir à la me-

(1) *Annales de Chimie et de Physique*, 4e série, t. XVIII, p. 83.
(2) E. Becquerel, *la Lumière, ses causes et ses effets*.
(3) *Journal de Physique*, t. V, p. 283; 1876.

sure des radiations chimiques d'une source quelconque, et par conséquent du Soleil. L'auteur cite déjà, à ce sujet, quelques observations ; dans la région violette et ultra-violette du spectre solaire, il a trouvé, le 12 juin 1876, à $4^h\ 25^m$ du soir, les déviations suivantes en divisions de la règle de galvanomètre :

	Divisions.
Entre *g* et H	270
Pour la raie R	28
Entre T et V	4

CHAPITRE III.

MESURE DE LA CHALEUR DU SOLEIL.

C'est particulièrement sous la forme de chaleur qu'a été étudiée la radiation solaire. Cette étude, d'ailleurs, peut se faire de deux manières différentes, suivant que l'on opère par la *méthode statique* ou la *méthode dynamique*, c'est-à-dire suivant que l'on attend que le thermomètre exposé au soleil ait pris l'excès statique de température dû à la radiation, ou bien que l'on suit pendant un temps donné l'échauffement du même thermomètre insolé. Mais, dans un cas comme dans l'autre, il est essentiel de remarquer que ni l'excès statique dans le premier cas ni la vitesse d'échauffement dans le deuxième [1] ne suffisent à mesurer la radiation, cet excès ou cette vitesse dépendant essentiellement des conditions de l'expérience.

I. — *Méthode statique.*

Le principe de la méthode statique est le suivant : lorsqu'un thermomètre est placé au soleil, il prend, relativement à la température qu'il indiquerait à l'ombre, un

---

[1] La *vitesse initiale* d'échauffement suffit cependant à elle seule pour une mesure relative, comme Herschel l'a indiqué. (Voir plus loin, p. 30).

excès stationnaire tel, que *la perte égale le gain*, c'est-à-dire que, à chaque instant, le thermomètre perd, par contact avec l'air et par rayonnement, précisément autant de chaleur qu'il en gagne du Soleil.

D'après cela, on voit que la température accusée par un thermomètre au soleil n'a aucun sens par elle-même et ne mesure rien : deux thermomètres différents donneront pour une même radiation deux excès différents, et les indications d'un même thermomètre ne seront généralement pas comparables entre elles. Il faudra donc de toute nécessité mesurer, outre l'excès de température du thermomètre insolé, la perte par contact et par rayonnement, à moins que l'on n'ait réussi à rendre cette perte toujours la même pour un même excès, dans lequel cas l'excès stationnaire serait proportionnel à la quantité de chaleur reçue, et l'on aurait immédiatement une *mesure relative* de l'intensité du rayonnement. C'est généralement dans ces conditions d'un rayonnement régulier qu'ont cherché à se placer les divers physiciens qui ont tenté d'appliquer la méthode statique à la mesure de la radiation.

J'ai déjà rappelé les quelques mesures qu'effectua Lambert, en 1756, avec un thermomètre au soleil et un autre à l'ombre (1). Des observations semblables furent faites par Flaugergues (2), en 1815 et 1816, à Viviers; par Daniell (3), de 1820 à 1822, dans les environs de Londres; et à la même époque par le capitaine Sabine à Bahia et à Port-Royal (Jamaïque), tandis que Parry observait à l'île Melville. Mais ces diverses mesures ne sont pas comparables entre elles et n'ont qu'une valeur très-restreinte.

---

(1) Près d'un siècle avant Lambert, Newton avait déjà observé le thermomètre successivement à l'ombre et au soleil, dans l'espoir d'arriver ainsi à la connaissance de la température même du Soleil.

(2) *Journal de Physique de de la Métherie*, t. LXXXVII; 1818.

(3) *Quarterly Journal of Science*, t. XVIII; 1825.

De Saussure [1] chercha à protéger le thermomètre insolé contre l'action refroidissante de l'air, en l'enfermant dans une boîte de liége, enduite de noir de fumée et fermée en avant par trois glaces superposées. L'*héliothermomètre*, d'abord porté à une température déterminée, 60 degrés par exemple, était orienté de manière à recevoir les rayons du Soleil normalement aux lames de verre, et, une heure après, on notait l'échauffement du thermomètre. Les lames de verre, qui modifient très-inégalement les rayons transmis, suffiraient à elles seules pour enlever toute exactitude à l'appareil. De Saussure put cependant constater ainsi que la radiation solaire est plus intense sur les sommets élevés que dans la plaine. Le 16 juillet 1774, à 3 heures de l'après-midi, l'héliothermomètre, primitivement chauffé à 62°,5, marquait sur le Cramont (2735 mètres), après une heure d'exposition au soleil, 87°,5, la température de l'air étant 6 degrés. Le lendemain, à Courmayeur (1495 mètres), à la même heure, le même appareil, porté d'abord à 62°,5 comme la veille, marquait 86 degrés après une heure d'insolation, le thermomètre en plein air accusant 24 degrés. Quelques jours plus tard, le 23 juillet 1774, de Saussure répétait son expérience sur la Chenalette, sommité voisine du Saint-Bernard et dont l'élévation est précisément la même que celle du Cramont : le résultat fut identique.

C'est un instrument semblable à celui de de Saussure qu'a employé M. Waterston [2] dans les très-remarquables mesures qu'il fit aux Indes à des températures croissantes de l'enceinte. Nous retrouvons encore l'héliothermomètre entre les mains de M. Frankland [3] à Davos, où, avec les thermomètres *in vacuo*, il lui a servi pour comparer les

---

(1) De Saussure, *Voyages dans les Alpes*, Neuchâtel, t. IV, p. 88 et 227; 1803.

(2) *Philosophical Magazine*, 4e série, t. XIX, p. 338; 1860.

(3) *Philosophical Magazine*; 1874.

intensités de la radiation aux diverses heures de la journée.

Leslie ([1]) a essayé d'appliquer son thermomètre différentiel à la mesure statique de la radiation solaire : il fit une série d'observations à Edimbourg avec cet instrument, dont une boule était noircie et l'autre brillante. Mais l'influence considérable des courants d'air si on laisse l'appareil librement exposé au soleil, l'action perturbatrice d'une enveloppe de verre si on le protége par une cloche, l'inégale absorption des rayons solaires par la boule brillante, le refroidissement inégal des deux boules par le rayonnement et par le contact de l'air, toutes ces causes font du thermomètre différentiel de Leslie un appareil absolument impropre aux mesures dont il s'agit. Kæmtz ([2]) l'a cependant employé à la mesure de l'intensité relative des rayons solaires directs et de la lumière diffuse au sommet du Faulhorn (septembre 1832), mais il n'a pu éviter les erreurs inhérentes à l'appareil. M. l'abbé Allégret a repris dernièrement le thermomètre de Leslie et en a fait un *compteur solaire* assez ingénieux : « Le siphon pivote autour d'un axe horizontal, quand l'insolation déplace le liquide qui remplit le tube recourbé et une partie des deux boules; le système constitue donc une espèce de balance folle dont l'inclinaison marque la force du Soleil. La boule qu'on expose au soleil est peinte en noir, l'autre est couverte d'un enduit jaunâtre et protégée par un écran; la chaleur solaire chasse le liquide de la boule noire et fait trébucher la balance du côté opposé » ([3]).

M. de Gasparin ([4]) a employé comme actinomètre une sphère en cuivre mince de 18 centimètres de diamètre, noircie à l'intérieur et logeant à son centre la boule d'un

---

([1]) *Edinburgh Transactions*, t. VII; 1814.

([2]) *Schweiger's Journal*, t. LXIX; 1833.

([3]) Radau, *Actinométrie*. Paris, Gauthier-Villars; 1877.

([4]) *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, t. XXXVI, p. 974; 1853.

thermomètre dont la tige passe au dehors. L'appareil est porté par un piquet que l'on plante au soleil; il se trouve toujours orienté, et l'on n'a plus ces glaces de verre qui constituent le plus grave défaut de l'héliothermomètre et de tous les instruments analogues. On ne peut cependant encore soumettre à aucun calcul rigoureux les résultats de l'observation, rien dans ces mesures ne fixant le refroidissement par l'air, et l'on ne peut attacher aucun sens précis à cette *faculté d'accumulation* pour laquelle M. de Gasparin trouvait au mois d'août 1852 :

A Versailles	5,74
A Orange	7,13
Au Grand Saint-Bernard (2500 mètres)	13,27

On ne peut malheureusement pas attribuer un sens plus net aux indications des instruments couramment employés aujourd'hui en Angleterre et en France pour mesurer statiquement la radiation.

L'actinomètre anglais passe pour être de l'invention de sir John Herschel. Il consiste en un thermomètre à boule noire, logé dans un récipient en verre où l'on a fait le vide. L'enveloppe en verre sert à empêcher l'effet des courants d'air, de l'humidité, de toutes les causes accidentelles qui agissent fortement sur un thermomètre nu; en outre, elle a le très-grand avantage de régulariser le rayonnement, lequel, s'opérant ainsi dans le vide et pour de faibles excès, suit certainement la loi de Newton *avec un coefficient constant*. Il semble donc que, si l'on connaissait la température de l'enceinte, c'est-à-dire de l'enveloppe du thermomètre, l'excès de la température du thermomètre sur celle de l'enceinte mesurerait à chaque instant l'intensité de la radiation. Mais d'abord la température de cette enceinte est difficile à connaître, et elle n'est certainement pas donnée par un thermomètre nu placé à côté, à l'ombre. D'autre part, l'emploi d'une enveloppe de verre entraîne,

à côté des avantages que nous avons signalés, l'inconvénient déjà plus d'une fois mentionné, d'altérer dans une proportion inconnue et variable la radiation à mesurer, de sorte qu'il n'y a plus de mesure exacte possible.

Parmi les instruments trouvés après la mort d'Arago dans ses collections à l'Observatoire de Paris, figuraient les restes d'un appareil signé *Bunten,* 1844 : c'étaient deux thermomètres parfaitement égaux, l'un à boule noircie, l'autre à boule incolore, enfermés chacun dans une enveloppe de verre qui se renflait en boule vis-à-vis de la boule du thermomètre. Lors de l'organisation de l'Observatoire de Montsouris, M. Charles Sainte-Claire Deville fit restaurer l'appareil d'Arago avec des ballons plus grands (10 centimètres de diamètre), pour donner plus de régularité au rayonnement, et entreprit des observations journalières. Ces observations furent continuées par M. Marié-Davy, son successeur à Montsouris, avec des ballons plus petits toutefois. L'appareil actuel se compose de deux thermomètres égaux, l'un à boule noire, l'autre à boule incolore, enveloppés chacun d'un tube de verre vide d'air et renflé à la hauteur du réservoir en une boule de 4 centimètres de diamètre. Les deux thermomètres avec leurs enveloppes se fixent, les réservoirs regardant le ciel, parallèlement à deux tiges métalliques disposées en forme de V sur un support dressé au-dessus d'un sol gazonné, loin de tout abri. La différence des deux thermomètres est prise comme mesurant la radiation à l'instant de la lecture. En procédant ainsi, on suppose que le thermomètre incolore donne la température de l'enceinte du thermomètre noir (ce qui est fort douteux) ; on suppose, en outre, que l'enveloppe de verre laisse arriver au thermomètre noir une fraction constante de la radiation (ce qui est tout à fait inexact).

Il serait cependant bien précieux d'avoir un instrument propre à mesurer la radiation suivant la méthode statique,

c'est-à-dire par de simples lectures, sans expérimentation aucune, l'appareil donnant constamment la quantité cherchée.

Voici, je crois, une solution. Dans un lieu bien découvert, au-dessus d'un sol gazonné, installons deux boules *identiques* en cuivre rouge mince, de 1 décimètre de diamètre extérieur, l'une noircie au noir mat, l'autre couverte d'une mince couche d'or poli ; dans chacune de ces boules, noircies à l'intérieur, mettons un thermomètre dont le réservoir sphérique noirci soit au centre de la boule et dont la tige sorte par une petite tubulure horizontale dirigée vers le nord. Les deux boules recevront toutes deux la radiation solaire, et, rayonnant inégalement, elles prendront des températures différentes. Le thermomètre de la boule noire marquera un excès u sur la température de l'air (donnée par le thermomètre-fronde); le thermomètre de la boule dorée indiquera un excès moindre u'.

La boule noire reçoit en une minute une quantité Q de chaleur; la perte qu'elle éprouve pendant le même temps par rayonnement et par contact de l'air est égale à $(e+r)u$, e et r étant deux facteurs respectivement proportionnels au pouvoir émissif de la boule et au pouvoir refroidissant de l'air; la perte étant égale au gain dans l'état stationnaire, on a

$$Q = (e + r)u.$$

Pendant le même temps, la boule dorée reçoit la même quantité de chaleur Q, mais elle n'en absorbe qu'une fraction aQ, a étant le pouvoir absorbant de l'or poli; et ce pouvoir absorbant est constant, bien que la radiation arrive à l'appareil inégalement modifiée par l'atmosphère aux diverses heures de la journée.

J'ai constaté, en effet, que mes boules dorées absorbaient une fraction constante de la chaleur incidente. J'ai mesuré

directement leur pouvoir absorbant aux différentes heures du jour par la méthode de MM. de la Provostaye et Desains. Un couple de boules conjuguées, l'une dorée, l'autre enfumée, identiques d'ailleurs en tout point, étant au soleil depuis un temps suffisant pour que l'état stationnaire soit établi, on cache successivement chacune des boules avec un écran pendant quelques minutes et l'on observe le refroidissement : le rapport des vitesses de refroidissement v' et v de l'une et de l'autre boule pour les excès u' et u est égal à a. J'ai opéré ainsi d'abord sur les boules telles que je les ai décrites, puis sur les mêmes boules transformées en réservoirs de thermomètre à alcool. Dans les deux cas, a s'est montré constant : ainsi les boules pleines d'alcool me donnaient le 18 mars 1879 :

	h m	a.
A	12.35	0,315
	3.05	0,306
	4.01	0,305

J'ai aussi fait tomber successivement sur les boules conjuguées : 1° la radiation solaire directe; 2° la radiation solaire tamisée à travers une lame d'eau de 1 centimètre d'épaisseur, comprise entre deux glaces parallèles, et je trouvais, par exemple, le 14 mars 1879, dans le premier cas $a = 0,308$ et dans le second $a = 0,303$.

Cette constance de a est d'autant plus remarquable que, dans d'autres conditions, l'or présente au contraire un pouvoir absorbant très-variable : MM. de la Provostaye et Desains ont trouvé que l'or battu en feuilles, déposé sur la boule d'un thermomètre, absorbe 0,13 de la chaleur solaire totale et 0,04 seulement de la radiation d'une lampe à modérateur. Cet or absorbe donc de préférence les radiations les plus réfrangibles, réfléchissant au contraire, dans une énorme proportion, les rayons définis par ces grandes longueurs d'onde qui caractérisent les radiations des sources à basse température et les portions les moins réfrangibles

du spectre solaire. Avec deux gros thermomètres à alcool, dont les boules en verre étaient recouvertes, l'une de noir de fumée, l'autre d'or battu en feuilles, j'ai eu, en effet, le 2 mars 1879 :

h m	a.
9.45 du matin	0,176
10.45	0,130
12	0,128
1.25 du soir	0,150
2.40	0,163
3.25	0,192
4.20	0,195

Il y aurait là un moyen très-simple et très-exact de définir à chaque instant la composition du rayonnement solaire, moyen que je crois préférable à celui que fournissent les expériences de transmissibilité.

Le même jour, 2 mars 1879, mes boules conjuguées donnaient une valeur de a égale à 0,20 [1] toute la journée (un peu plus faible vers le soir, mais d'une quantité tout à fait négligeable).

Nous pouvons donc représenter par aQ, a étant une constante pour le couple considéré, la quantité de chaleur absorbée en une minute par la boule dorée. Quand l'équilibre est atteint, cette boule perd par rayonnement et par contact $(e' + r)\,u'$, r étant le même que plus haut, et l'on a

$$aQ = (e' + r)\,u'.$$

On a, par conséquent,

$$Q = (e - e')\,\frac{uu'}{u' - au}.$$

---

[1] Les boules employées ce jour ne sont pas celles qui ont servi aux expériences rapportées plus haut.

Le facteur constant $(e - e')$, inutile à connaître si l'on se contente de mesures relatives, se déterminera une fois pour toutes soit par comparaison avec un actinomètre absolu admettant la radiation totale (c'est le procédé à la fois le plus simple et le plus exact), soit sur l'appareil même, en mesurant séparément la masse en eau M de l'une ou l'autre boule (les deux boules ont même masse) et les coefficients de refroidissement $\varepsilon + \rho$, $\varepsilon' + \rho$ des deux boules dans une même enceinte; le produit $M[(\varepsilon + \rho) - (\varepsilon' + \rho)]$ est précisément égal à $e - e'$.

a se mesurera facilement toutes les fois qu'on le désirera par la méthode de MM. de la Provostaye et Desains : on opérera de préférence vers midi, ou mieux un peu avant midi, la radiation variant alors très-peu pendant assez longtemps.

La quantité de chaleur qui tombe sur 1 centimètre carré de surface normale aux rayons est, en appelant S la surface d'un grand cercle des boules,

$$q = \frac{e - e'}{S} \frac{uu'}{u' - au},$$

ou, en désignant par K une constante dépendant de l'appareil et toujours facile à connaître par l'un ou l'autre des deux procédés indiqués plus haut,

$$(1) \qquad q = K \frac{uu'}{u' - au}.$$

Le calcul numérique de cette formule (1) est très-simple. On peut, d'ailleurs, construire une Table à double entrée, contenant sur une ligne horizontale les valeurs de u, sur une ligne verticale les valeurs de u', et, à l'intersection des deux lignes marquées l'une d'une valeur numérique de u, l'autre d'une valeur numérique de u', la valeur correspondante de q.

Si le refroidissement par l'air reste constant pendant

plusieurs heures (et il en sera ainsi dans toutes les belles journées), $e + r$ et $e' + r$ seront l'un et l'autre constants pendant tout ce temps, ce que l'on reconnaîtra immédiatement à ce que le rapport $\frac{u}{u'}$ restera constant; u et u' seront alors, l'un et l'autre, à chaque instant proportionnels à q.

Si le pouvoir refroidissant de l'air vient à changer, le rapport $\frac{u}{u'}$ varie aussitôt, le coefficient de refroidissement étant toujours déterminé par ce rapport :

$$e + r = \mathrm{K}\frac{u}{u' - au} = \mathrm{K}\frac{1}{1 - a\frac{u}{u'}}.$$

Il est clair enfin que l'appareil que je propose indiquera la *radiation totale*, c'est-à-dire la radiation directe du Soleil plus la radiation du ciel. Mais ce rayonnement total est précisément l'élément qui intéresse réellement la Météorologie et l'Agriculture; c'est lui qui règle la marche de la végétation et qui, tenant tous les autres éléments météorologiques sous sa dépendance, donne à chaque climat son caractère particulier [1].

Pour mesurer la radiation directe du Soleil seule, il

---

[1] Le 2 mars 1879, à Grenoble, je relevais pour la radiation les intensités relatives I (K n'a pas été mesuré) consignées dans le tableau suivant avec les excès observés u et u' :

Heures.	ε.	u.	u'.	$\frac{u}{u'}$.	I.
12^h..	1,64	14,5	7,2	2,02	24,2
1.....	1,73	13,1	5,9	2,22	23,4
2...	1,94	12,3	5,7	2,16	21,6
3.30^m... .	2,96	12,0	6,6	1,82	18,8
4.....	3,69	9,6	5,3	1,81	15,0
4.30.....	5,41	7,3	3,9	1,87	11,6

L'intensité avait été plus forte le matin et le maximum avait eu lieu avant midi, comme cela se présente le plus souvent.

faut nécessairement éliminer la lumière de l'atmosphère par une enveloppe percée d'un trou, ne laissant arriver que les rayons du Soleil, et, par suite, il faut pour chaque mesure orienter l'appareil. Nous rencontrerons dans l'exposé de la méthode dynamique des instruments construits sur ce principe et propres également à mesurer statiquement la radiation directe du Soleil. Un même instrument peut, en effet, servir à l'une ou à l'autre méthode. La méthode statique préfère toutefois les appareils ne demandant ni orientation ni manipulation quelconques.

§ II. — *Méthode dynamique.*

La méthode dynamique, employée pour la première fois par sir John Herschel (1), consiste essentiellement à observer l'échauffement du thermomètre au soleil pendant un temps déterminé et le refroidissement à l'ombre pendant le même temps, avant et après l'exposition au soleil ; en ajoutant au réchauffement constaté sous l'action directe du Soleil la moyenne des refroidissements observés avant et après, on a l'effet dû aux rayons solaires.

L'actinomètre d'Herschel n'était autre qu'un héliothermomètre à thermomètre très-sensible, ayant d'ailleurs tous les défauts de l'appareil de de Saussure. Ce fut malheureusement cet instrument dont Forbes (2) se servit dans sa longue série de recherches sur l'absorption des rayons par l'atmosphère. Suivant l'avis d'Herschel et muni de deux de ses actinomètres soigneusement comparés l'un à l'autre, Forbes fit, en 1832 et en 1841, de très-nombreuses observations en divers points des Alpes. Les plus importantes sont celles qu'il effectua avec Kæmtz, en septembre 1832, sur le sommet du Faulhorn (2680 mètres) et à Brienz (560 mètres). Dans toutes ces observations, l'influence du

(1) *Edinburgh Journal of Science*, t. III, p. 107; 1825.
(2) *Philosophical Transactions for the year* 1842, Part II, p. 225.

refroidissement fut soigneusement corrigée. Prenant, par exemple, une minute pour durée de l'exposition au soleil, on notait la marche du thermomètre à l'ombre une minute avant, puis une minute après la minute d'insolation. Pour éviter les erreurs d'observation, on observait pendant onze minutes : le thermomètre était exposé à la radiation solaire dans les deuxième, quatrième, sixième, ... minutes; les échauffements observés étaient corrigés des variations relevées pendant les première, troisième, cinquième, ... minutes, durant lesquelles un écran était interposé entre le Soleil et l'héliothermomètre, et l'on prenait la moyenne des cinq mesures ainsi effectuées. Il est très-regrettable que l'usage de l'actinomètre d'Herschel ne permette pas d'attacher un sens bien net à des mesures si soigneusement faites; nous dirons cependant plus bas (IIe Partie) quelques mots des résultats auxquels elles ont conduit. Citons encore les observations faites à l'Observatoire de Bruxelles par M. Quetelet avec un actinomètre du même genre, construit par Robinson. Pendant douze années consécutives (1842-1853), on observa chaque jour à midi, suivant la méthode de Forbes, alternativement une minute à l'ombre, une minute au soleil. Les résultats ont été publiés dans l'*Annuaire météorologique de la France pour* 1850 et la *Météorologie de la Belgique* (1867); ils ont, comme ceux de Forbes, l'unique défaut d'avoir été obtenus avec un actinomètre ne comportant aucune exactitude.

Bien supérieur était l'instrument employé dès 1837 par Pouillet, à qui l'on doit les premières mesures un peu exactes de la radiation. Le *pyrhéliomètre* de Pouillet consiste en un vase plat très-mince, d'argent ou de plaqué d'argent, rempli d'eau et muni d'un thermomètre. Le bouchon qui fixe le thermomètre au vase s'adapte à un tube de métal soutenu par deux collets, dans lesquels il joue librement, en sorte qu'on peut faire tourner tout l'appareil autour de

l'axe du thermomètre pour agiter l'eau du vase et rendre la température uniforme dans toute sa masse. La base supérieure du vase qui reçoit l'action solaire est soigneusement noircie au noir de fumée; on la maintient perpendiculaire aux rayons, en s'arrangeant de manière que l'ombre du vase couvre toujours un cercle monté perpendiculairement à l'axe vers l'autre extrémité du tube. L'expérience se fait de la manière suivante. L'eau du vase étant à peu près à la température ambiante, on tient le pyrhéliomètre à l'ombre, mais très-près du lieu où il doit recevoir le Soleil; on le dispose de manière qu'il voie la même étendue du ciel, et là, pendant quatre minutes, on note de minute en minute son réchauffement ou son refroidissement; pendant la minute suivante, on le place derrière un écran et on l'oriente de telle sorte qu'en ôtant l'écran à la fin de cette minute, qui sera la cinquième, les rayons solaires le frappent perpendiculairement. Alors, pendant cinq minutes, sous l'action du Soleil, on note de minute en minute son réchauffement, qui devient très-rapide, et l'on a soin de maintenir l'eau sans cesse en agitation; à la fin de la cinquième minute on remet l'écran, on retire l'appareil dans la première position, et pendant cinq minutes encore on observe son refroidissement.

« Soient g le réchauffement qu'il a éprouvé pendant les cinq minutes de l'action solaire, r et r' les refroidissements qu'il a subis pendant les cinq minutes qui ont précédé cette action et pendant les cinq minutes qui l'ont suivie; l'élévation de température t produite par la chaleur du Soleil est

$$t = g + \frac{r + r'}{2},$$

et, si M est la masse en eau de l'appareil, cette élévation de température t correspond à une quantité de chaleur Mt, tombée en cinq minutes sur la surface S du vase, c'est-

à-dire à une quantité

$$\frac{M}{5S}t,$$

reçue en une minute par 1 centimètre carré de surface. »

Lorsque l'air est agité, Pouillet emploie un pyrhéliomètre à lentille se composant d'une lentille de 25 centimètres de diamètre et 60 centimètres environ de distance focale, au foyer de laquelle se trouve un vase d'argent ou de plaqué d'argent contenant 600 grammes d'eau ; la forme du vase et la disposition de la lentille sont combinées de telle sorte que, pour toutes les hauteurs du Soleil, les rayons tombent perpendiculairement sur la lentille et sur la face du vase qui est destinée à les recevoir au foyer et à les absorber.

« Les expériences se font comme avec l'appareil précédent, et les quantités de chaleur qui tombent en une minute sur chaque centimètre carré se déterminent par une formule analogue ; seulement il y a une correction de plus à faire pour la quantité de chaleur que la lentille absorbe, et cette correction, *qui est au minimum le huitième de la chaleur incidente,* se fait par la comparaison des résultats obtenus avec la lentille et avec l'appareil direct. »

C'est donc au pyrhéliomètre direct que se rapportent finalement toutes les mesures de Pouillet, et cet instrument est défectueux sous plus d'un rapport. Le défaut le plus grave, si grave même qu'il doit faire renoncer entièrement à l'appareil, consiste en ce que le thermomètre de l'instrument n'indique nullement la température de la surface exposée aux rayons solaires. Cela saute aux yeux dans toute expérience faite avec le pyrhéliomètre : que l'on expose, en effet, l'instrument au soleil pendant cinq minutes, en ayant soin d'agiter tout le temps, comme le recommande Pouillet, qu'on retire ensuite le pyrhéliomètre à l'ombre, et l'on verra le thermomètre monter

pendant encore près d'une minute; quand ensuite on reviendra au soleil, on observera un retard analogue dans la marche du thermomètre. J'ai fait un assez grand nombre d'observations avec un pyrhéliomètre que Ruhmkorff m'avait construit bien exactement sur le modèle de celui de Pouillet, et qui était muni d'un excellent thermomètre de Fastré : j'ai toujours observé ce retard. Je ne citerai que quelques nombres :

1er mai 1874.	Température de l'air : 17 degrés.	
h m	°	
1.0	33,0	ombre.
1.1	32,6	»
1.2	32,2	»
1.3	31,8	»
1.4	31,5	»
1.5	31,20	soleil.
1.6	31,45	»
1.7	31,70	»
1.8	32,00	»
1.9	32,25	»
1.10	32,5	ombre.
1.11	32,3	»
1.12	32,0	»
1.13	31,7	»
1.14	31,4	»
1.15	31,1	soleil.
1.16	31,4	»
1.17	31,6	»
1.18	32,0	»
1.19	32,2	»

Dans ces conditions, il me semble impossible d'évaluer l'échauffement ou le refroidissement de la surface rayonnante pendant chaque phase de l'expérience.

M. Dufour [1] a essayé dernièrement de remédier à ce vice de l'appareil de Pouillet, en modifiant la manière d'expérimenter : « A la cinquième minute, l'instrument était ramené à l'ombre; sa température continuait à s'élever et le maximum était atteint à six minutes, plus ou moins quelques secondes. Lorsque l'appareil avait sûrement fourni son maximum, on le replaçait quelques moments au soleil, de manière à le réchauffer d'environ 1 degré, puis on le retirait à l'ombre et l'on observait le refroidissement. » Cette observation servait à corriger, comme d'habitude, les indications fournies par l'instrument au soleil. L'avantage de ce mode opératoire est douteux; l'auteur reconnaît lui-même que « sa méthode n'est assurément pas irréprochable et laisse place encore à des incertitudes ».

On ne s'étonnera pas, d'ailleurs, de voir la température de l'eau du pyrhéliomètre si différente de celle de la face rayonnante de l'appareil, pendant toute l'expérience, si l'on se rappelle la mésaventure arrivée à Péclet lors de ses premières expériences pour mesurer les conductibilités calorifiques des métaux. La plaque à étudier formant le fond d'un calorimètre plongé dans un grand vase plein d'eau à 100 degrés, la nature de la plaque se montra sans influence sur la quantité de chaleur transmise au calorimètre dans un temps donné. Frappé de ce résultat singulier, Péclet en chercha la cause et reconnut qu'elle résidait dans la viscosité de l'eau, qui, malgré les agitateurs employés, ne se renouvelait pas facilement au contact de la lame métallique, de sorte que la chaleur avait en réalité trois plaques à traverser, la plaque en expérience et deux plaques d'eau immobilisées sur les deux faces du métal. On ne put se débarrasser à peu près de ces deux lames d'eau que par

---

[1] Dufour, *Réflexion de la chaleur solaire à la surface du lac Léman* (*Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, n° 69, vol. XII, et *Archives de Genève*, t. XLI, p. 129; 1873.

l'emploi d'un double système de brosses frottant les deux faces de la plaque métallique. L'agitation très-imparfaite du liquide dans le pyrhéliomètre de Pouillet laisse de même, sans aucun doute, une couche d'eau adhérente à la face supérieure de la boîte, et cette couche, mauvaise conductrice, est certainement le principal obstacle à un équilibre rapide de température. M. Tyndall a cherché à remédier à cet inconvénient capital en remplaçant l'eau par du mercure dans la boîte du pyrhéliomètre. Mais, si le mercure conduit mieux la chaleur que l'eau, il ne mouille pas le fer, le seul métal avec lequel on puisse alors construire l'appareil, et l'on est bien plus exposé encore aux différences de température entre la surface extérieure de la boîte et le liquide intérieur. L'absence de contact entre le mercure et le fond supérieur de la boîte est d'autant plus à craindre que, d'après M. Crova, qui s'est beaucoup servi de cet appareil, « afin d'éviter la rupture possible de l'instrument par la dilatation du mercure, le bouchon qui porte le thermomètre n'est vissé à fond qu'après que la température de la boîte pleine de mercure a été élevée à 60 degrés environ ».

Il paraît donc singulièrement difficile d'obtenir du thermomètre la température de la face insolée; aussi me semble-t-il sans intérêt d'entrer dans le détail des autres critiques assez nombreuses que l'on peut adresser, et que l'on a adressées en effet, à l'appareil de Pouillet.

Le pyrhéliomètre a été employé par Otto Hagen à Madère en 1861 et par M. Althans (1) aux environs de Bonn en 1852. Les observations de Hagen s'accordèrent entièrement avec celles de Pouillet, tandis que M. Althans trouva pour la radiation un nombre beaucoup plus élevé. Le pyrhéliomètre à lentille a été utilisé par MM. Bravais et Martins (2) dans les expériences comparatives qu'ils

(1) *Poggendorff's Annalen*, t. XC, p. 544; 1853.

(2) *Annales de Chimie et de Physique*, 3e série, t. LVIII, p. 210; 1860; et Bravais, *Voyages en Scandinavie*, t. III, p. 337.

firent en 1844 au Grand-Plateau (3930 mètres) et à Chamounix (1040 mètres). Ils établirent, comme de Saussure l'avait déjà montré, mais avec plus de précision, que le rayonnement solaire devient plus intense quand on s'élève au-dessus du niveau de la mer. Vingt ans plus tard (1864), M. Martins a vérifié le même fait par des mesures de l'échauffement du sol au sommet du Pic du Midi et à Bagnères : la différence de niveau des deux stations étant 2330 mètres, l'excès thermométrique moyen du sol à 5 centimètres de profondeur fut aux deux stations dans le rapport de 22 à 10, c'est-à-dire plus du double sur la montagne de l'excès dans la plaine.

Avant de se servir du pyrhéliomètre, Pouillet ([1]) avait d'abord fait quelque usage d'un thermomètre dont la boule était placée au centre d'une double enceinte, maintenue à zéro et percée d'un trou par lequel arrivaient les rayons solaires.

Cet instrument fut repris en 1862 par M. Ericsson ([2]) en Amérique et par le P. Secchi ([3]) à Rome; toutefois M. Ericsson plaça devant le trou livrant passage aux rayons une glace que le P. Secchi se hâta avec raison d'enlever. C'est avec cet actinomètre que le P. Secchi crut vérifier le fait annoncé par Waterston, que l'excès du thermomètre insolé est indépendant de la température de l'enceinte. J'ai montré que cela n'est point exact.

De 1867 à 1869, M. Soret ([4]) fit, avec des actinomètres analogues à celui du P. Secchi, de nombreuses mesures de chaleur solaire à Genève et sur plusieurs sommets des Alpes. Comme le P. Secchi, M. Soret opère de préférence par la méthode statique; il ne tient pas davantage compte

---

([1]) Pouillet, *Éléments de Physique expérimentale et de Météorologie* 1re édit., t. II, p. 703; 1830.

([2]) *Nature*, t. IV, V, XII et XIII.

([3]) Secchi, *le Soleil*, 2e édit., Paris, Gauthier-Villars; 1877; t. II, 233.

([4]) *Association française*, Congrès de Bordeaux, p. 282; 1872.

des changements du pouvoir refroidissant de l'air en un même lieu d'un instant à l'autre, et, quand il passe d'un lieu à un autre beaucoup plus élevé, c'est par une correction peu certaine (cette correction s'élève dans certains cas jusqu'à 2°,5) qu'il évalue l'influence du changement de pression sur la perte par l'air. Ces négligences de méthode, jointes à quelques imperfections de l'appareil, ne permettent pas d'attribuer une exactitude absolue aux résultats numériques obtenus par M. Soret dans cette longue série, si riche d'ailleurs en importantes observations, parmi lesquelles nous devons citer dès maintenant les mesures de transmissibilité à travers l'eau. Melloni avait constaté l'inégale transmissibilité des rayons solaires à travers les corps diathermanes aux diverses heures de la journée; M. Soret a repris et systématisé ces observations, et son exemple a été bien des fois suivi depuis.

A côté de ces actinomètres à enceinte isotherme se place la pile thermo-électrique. Déjà utilisée par le P. Secchi (1) pour déterminer la température relative des différents points du Soleil, elle a été particulièrement appliquée par M. Desains (2) à l'étude de la radiation solaire. Un actinomètre à pile thermo-électrique a également été installé à l'Observatoire de Montsouris, où il est confié à M. Lescœur. Dernièrement enfin, M. Rossetti (3) a appliqué le même appareil à des mesures d'intensités comparées, en vue d'obtenir la température du Soleil. La pile thermo-électrique, reliée à un galvanomètre sensible, est évidemment l'instrument le plus sensible que l'on puisse employer à la réalisation de la méthode imaginée par Herschel et fondée

---

(1) Secchi, *le Soleil*, 2e édit, t. I, p. 203. « La température, comme la lumière, diminue dans le disque solaire, du centre à la circonférence. La chaleur n'est pas symétriquement répartie dans les deux hémisphères. »

(2) *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, t. LXIX, p. 1133; 1869; t. LXXVIII, p. 1455; 1874; t. LXXX, p. 1420; 1875.

(3) *Memorie della Società degli Spectroscopisti italiani*, t. VII; 1878.

sur l'observation de la vitesse initiale de réchauffement du thermomètre soumis à la radiation : l'action impulsive communiquée à l'aiguille du thermo-multiplicateur est proportionnelle à cette vitesse et proportionnelle par conséquent à l'intensité de la radiation. Remarquons en outre que, la pile thermo-électrique étant un thermomètre différentiel convenablement protégé contre les variations brusques des influences extérieures, on retrouve sous une autre forme la précision que présentent les actinomètres pourvus d'une enceinte à température invariable. Mais la constante de l'appareil ne pouvant se déterminer que par comparaison avec un thermomètre ordinaire, et cette comparaison devant être répétée avant chaque série d'expériences, la pile thermo-électrique ne présente aucun avantage pour une mesure absolue de l'intensité calorifique de la radiation solaire, et elle ne convient, en réalité, qu'à des mesures d'intensité relative auxquelles suffisent ordinairement des instruments moins délicats. Les mesures absolues se font au contraire sans difficulté avec l'actinomètre dont je me suis servi, et que j'appellerai en conséquence *actinomètre absolu*.

Cet appareil [1] consiste essentiellement en un thermomètre à boule noircie, placé dans une enceinte à température constante, c'est-à-dire qu'il est construit sur le modèle adopté d'abord par Pouillet, et dernièrement repris par MM. Ericsson, P. Secchi et Soret. Il ne suffit pas toutefois de donner à l'enceinte une température uniforme et constante pour régulariser le rayonnement de l'enveloppe, de manière à rendre l'appareil toujours comparable à lui-même. Si l'on néglige les dispositions prises par Dulong et Petit dans leur grand travail sur le rayonnement, si l'on oublie les résultats de l'importante révision

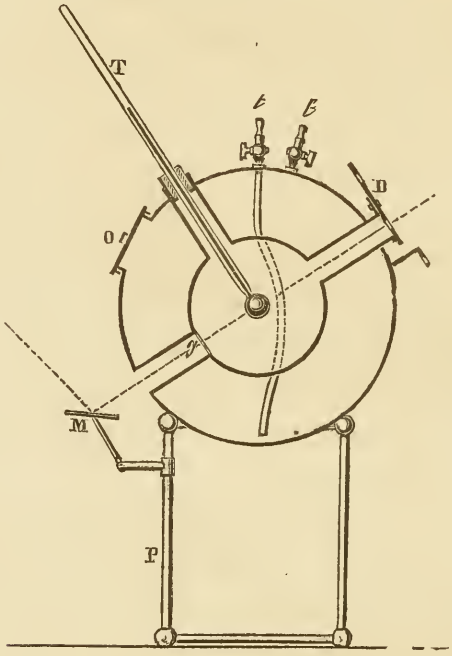
---

[1] *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. LXXVIII, p. 1425 et 1816; 1874; t. LXXXII, p. 729 et 896; 1876; t. LXXXVI, p. 818; 1878; et *Annales de Chimie et de Physique;* mars 1877.

de ce travail par MM. de la Provostaye et Desains, on emploiera des enceintes cylindriques et de petites dimensions, causes de perturbations inévitables au moindre changement dans la disposition relative des diverses pièces de l'instrument. On évite toute erreur en prenant une enceinte sphérique de dimensions suffisantes.

Mon actinomètre se compose donc de deux enveloppes sphériques concentriques en laiton. L'enveloppe intérieure,

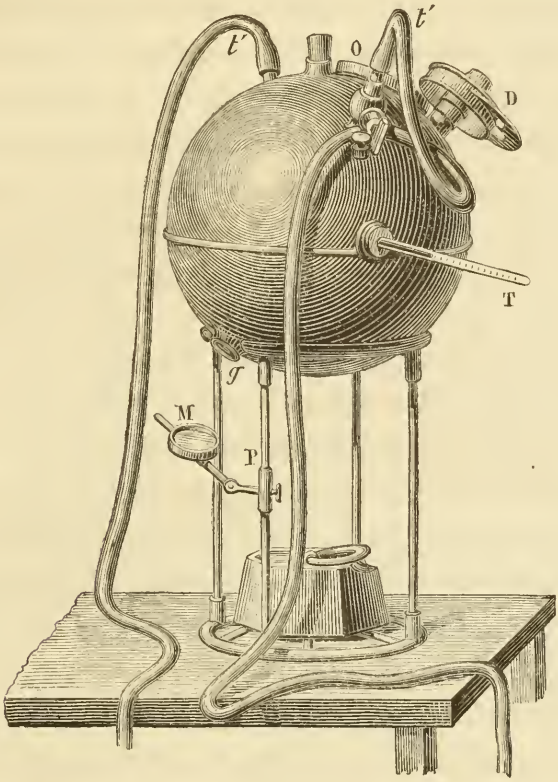
Fig. 1.



de 15 centimètres de diamètre, constitue l'enceinte au centre de laquelle se trouve la boule du thermomètre T (*fig.* 1 et 2) soumis à l'expérience. C'est un thermomètre à réservoir sphérique et à tige cylindrique étranglée extérieurement, au voisinage de la boule, sur une longueur d'environ 15 millimètres. Le diamètre du réservoir varie de 5 à 15 millimètres; la tige est divisée en cinquièmes de degré : on pourra donc toujours, dans les circonstances les plus défavorables, faire les lectures à $\frac{1}{10}$ de degré près. La boule du thermomètre est recouverte de noir de fumée; l'enceinte

est également noircie intérieurement, et elle est maintenue à une température constante par de la glace ou du névé entassé entre les deux enveloppes, ou par un courant d'eau continu circulant entre les deux boules ; un trou O muni d'un bouchon à vis et deux tubes à robinet *t* et *t'* satisfont à l'un ou l'autre usage. La boule extérieure a 23 centimètres de diamètre; elle a été soigneusement polie sur sa

Fig. 2.



surface externe et elle est en outre protégée par des écrans, non représentés sur la figure, qui laissent libre seulement l'ouverture d'admission. Cette ouverture est à l'une des extrémités d'un tube de laiton de $17^{mm},5$ de diamètre, dirigé suivant l'un des rayons de la sphère et débouchant, d'autre part, dans la boule intérieure. L'extrémité libre du tube d'admission porte un diaphragme mobile D, percé de trous circulaires de diverses grandeurs. Trois autres tubes traversent encore, suivant des rayons,

l'espace compris entre les deux sphères : deux d'entre eux, placés l'un à 45 degrés, l'autre à 90 degrés du tube d'admission, servent l'un ou l'autre, suivant les circonstances, à laisser passer la tige du thermomètre ; le troisième, fermé par une glace dépolie et légèrement noircie *g*, est dirigé suivant le prolongement du tube d'admission et permet de constater que les rayons solaires tombent bien exactement sur la boule du thermomètre : il laisse voir en effet l'ombre du thermomètre directement ou dans un petit miroir M, articulé à l'un des pieds P du support. On peut aussi, le thermomètre une fois mis en place, se repérer, comme dans les héliostats, sur la tache lumineuse que projette le trou d'un diaphragme monté à l'extrémité d'une tige parallèle au tube d'admission. L'orientation convenable de l'appareil s'obtient d'ailleurs sans peine, grâce à sa forme sphérique, qui permet de le faire tourner graduellement dans un anneau circulaire servant de support.

Ajoutons enfin que l'instrument est facilement transportable : le pied se démonte et se loge sous un très-petit volume dans le sac de voyage; quant à l'appareil même, il se saisit par une courroie passée aux robinets d'arrivée et de sortie de l'eau et se porte sur le côté, à la manière d'une gourde. Le thermomètre s'enlève et voyage dans un étui ; on n'a pas à se préoccuper, en effet, des légères erreurs inévitables dans le nouveau centrage de la boule lorsqu'on le remettra en place, la forme et les dimensions de l'enceinte assurant dans tous les cas la parfaite comparabilité des résultats.

La marche d'une expérience est la suivante. Tous les tubes étant soigneusement fermés et le thermomètre installé, on lit la température (laquelle est stationnaire si tout est bien réglé depuis un temps suffisant); puis on ouvre le tube d'admission, après avoir amené en face du tube tel trou du diaphragme que l'on juge convenable. Maintenant dès lors l'appareil toujours exactement orienté,

on note de minute en minute (ou de demi-minute en demi-minute) la température accusée par le thermomètre, jusqu'à ce que cette température soit devenue stationnaire, ce qui demande environ un quart d'heure. L'état stationnaire atteint, on supprime la radiation solaire par un jeu convenable du diaphragme et l'on suit la marche descendante du thermomètre en opérant exactement comme dans la première phase de l'expérience. De ces mesures on déduit immédiatement la vitesse de la variation de température éprouvée par le thermomètre pendant l'une et l'autre période de l'expérience, et par suite la quantité de chaleur reçue du Soleil, en s'appuyant sur la remarque suivante.

Soit, à un instant donné, V la vitesse d'échauffement du thermomètre pour l'excès actuel θ, U la vitesse de refroidissement que l'on observerait à ce même excès θ si l'on interceptait l'action de la source; la somme $V + U$ représente effectivement la vitesse d'échauffement du thermomètre corrigée du refroidissement qui correspond à la même température : elle exprime donc l'action constante du Soleil dégagée des effets du refroidissement. Par conséquent, si après avoir observé pendant quelques minutes l'échauffement du thermomètre exposé à la radiation solaire on intercepte cette radiation, et qu'on observe alors le refroidissement, on trouvera que, en effet, à chaque valeur de θ répond une même valeur constante de $V + U$, quoique séparément V et U changent avec θ. En multipliant cette somme constante par la valeur en eau M de la portion du thermomètre qui s'échauffe et en la divisant par la section de cette boule, on aura la quantité de chaleur solaire qui tombe en une minute sur 1 centimètre carré de surface normale aux rayons, c'est-à-dire la *mesure absolue* de la quantité de chaleur reçue par notre globe au point et à l'instant considérés.

Voici, par exemple, les observations faites dans la ma-

tinée du 16 août 1875 au sommet du Mont-Blanc (les temps t sont comptés à partir de l'ouverture ou de la fermeture du tube d'admission) :

Temps t.	Échauffements θ.	Refroidissements θ'.	$\theta + \theta'$.
m	°	°	°
0.....	0,0	18,0	18,0
5.....	14,9	3,0	17,9
10.....	17,6	0,6	18,2
15.....	17,9	0,1	18,0
20.....	18,0	0,0	18,0

La somme $\theta + \theta'$ est constante et égale à θ_0 : l'échauffement et le refroidissement se sont faits avec la même vitesse. Les températures d'échauffement sont données par la formule

$$\theta = \theta_0 (1 - e^{-mt}) = 18 (1 - e^{-0,36t}),$$

et les températures de refroidissement par la formule

$$\theta' = \theta_0 e^{-mt} = 18 e^{-0,36t}.$$

Les vitesses d'échauffement et de refroidissement sont donc respectivement

$$V = m\theta_0 - m\theta = 6^\circ,552 - 0,36\theta$$

et

$$U = m\theta' = 0,36\theta,$$

d'où il suit que, pour une même température $\theta = \theta'$, on aura

$$V + U = m\theta_0 = 6^\circ,552.$$

Un avantage précieux de la méthode est l'emploi de toutes les données au calcul de la quantité cherchée : il y a là un contrôle rigoureux dont l'importance ne saurait échapper.

La somme $V + U$ représente l'action du Soleil ; multipliée par la valeur en eau M de la portion du thermomètre qui s'échauffe [1] et divisée par la surface d'un

[1] M avait été soigneusement déterminée ; on l'avait mesurée indirecte-

grand cercle, elle constituera l'expression numérique de la quantité absolue de chaleur I reçue à $10^h\ 22^m$ du matin, le 16 août 1875, au sommet du Mont-Blanc,

$$I = 2^u,392,$$

l'unité de chaleur étant la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1 degré la température de 1 gramme d'eau. En unités C. G. S., I serait exprimée par un nombre 60 fois plus petit, soit

$$J = 0,03987.$$

Cet exemple suffit pour montrer comment on peut, avec mon actinomètre, obtenir facilement une évaluation absolument rigoureuse de la radiation en valeur absolue, laquelle évaluation donne en même temps, comme nous le verrons plus bas, la quantité de vapeur contenue au même instant dans l'atmosphère.

Il est manifeste toutefois qu'un tel appareil, s'il a sa place marquée dans tous les grands observatoires météorologiques, ne convient pas aux stations de second ordre, dans lesquelles devraient être installées au contraire les *boules conjuguées* dont j'ai parlé plus haut (I).

Depuis plusieurs années, M. Crova [1] poursuit à Montpellier des mesures actinométriques dont nous aurons plus loin à discuter les résultats. L'appareil dont il se sert est un gros thermomètre à alcool, avec index de mercure, à boule très-soigneusement noircie, protégée par une enveloppe sphérique en laiton, et recevant les rayons solaires

---

ment par des expériences de refroidissement, et directement sur un thermomètre tout semblable à celui qui avait servi, rompu à la maissance de la tige; or on a trouvé dans les deux cas $M = 0^g,222$, et l'on avait

$$\frac{M}{S} = 0,365.$$

[1] *Mémoires de l'Académie de Montpellier*, 1876, et *Annales de Chimie et de Physique*, 5e série. t. XI, p. 433 ; 1877.

par une ouverture étroite pratiquée dans l'enveloppe. Cet appareil, très-sensible, n'est peut-être pas exempt de toutes les imperfections que nous a présentées le pyrhéliomètre de Pouillet. Lorsque la radiation solaire est admise sur la boule du thermomètre, l'index ne prend sa marche régulière qu'après un certain temps; il y a un retard que M. Crova corrige un peu arbitrairement en opérant comme il suit : l'instrument, placé à l'ombre, ayant pris à peu près la température de l'air, on l'observe une première minute, puis on écarte l'écran qui arrêtait les rayons solaires, *on attend une minute* et l'on note le réchauffement pendant la troisième minute; on replace l'écran, *on attend encore une minute* et l'on prend le refroidissement pendant la cinquième minute. Ajoutons que les mesures relatives fournies par l'instrument sont converties en mesures absolues par étalonnement avec un pyrhéliomètre à mercure, ce qui nous ramène aux incertitudes de l'appareil de Pouillet.

Citons enfin l'application du calorimètre à glace de Bunsen à la mesure de la chaleur solaire par MM. Exner et Rœntgen ([1]). Le calorimètre consiste alors en une petite cloche de verre, surmontée d'un couvercle d'argent noirci au noir de fumée et munie d'un tube horizontal gradué ; l'eau de la cloche étant primitivement congelée, si l'on expose l'appareil aux rayons solaires, une certaine quantité de glace fond et le liquide se retire dans le tube horizontal, mesurant par son recul la quantité de glace fondue et par conséquent la chaleur absorbée. On opère, cela va sans dire, alternativement au soleil et à l'ombre, et l'on prend pour mesure de l'effet cherché la différence des nombres observés dans les deux cas. La méthode est en apparence excellente; mais la couche d'eau liquide qui se forme sous la

---

([1]) *Sitzungsberichte der K. Akademie der Wissenschaften.* Wien, 26 feb. 1874.

surface insolée introduit des irrégularités dans les résultats Ainsi une série d'observations faites à Strasbourg le 2 avril 1873, et commencée à 10 heures du matin, a donné successivement les valeurs suivantes de la radiation, en unités de chaleur :

1,387, 1,246, 1,110, 1,144, 1,153, 1,207,

c'est-à-dire, au lieu de nombres régulièrement croissants à mesure que le Soleil s'élevait au-dessus de l'horizon, des nombres d'abord décroissants, puis lentement croissants.

SECONDE PARTIE.

ABSORPTION ATMOSPHÉRIQUE. — ROLE DE LA VAPEUR D'EAU.

Bouguer donna, en 1729, la loi fondamentale de l'absorption exercée par une atmosphère homogène sur un rayon simple : *l'intensité du rayon transmis décroît en progression géométrique quand la masse d'air traversée croît en progression arithmétique.* On a donc pour cette intensité

$$I = Ap^{\varepsilon},$$

A étant la valeur originelle de la radiation, ε la *masse* traversée, exprimée en prenant pour unité la masse que traverse un rayon vertical, p une constante que nous appellerons le *coefficient de transparence* et qui représente la fraction de la radiation transmise jusqu'au sol quand $\varepsilon = 1$, c'est-à-dire quand le Soleil est au zénith [1].

---

[1] D'après ses mesures photométriques, Bouguer évalue p à 0,81, tandis que Lambert ne l'estime que 0,59 suivant ses observations thermométriques. Un peu plus tard, Leslie trouva à Édimbourg 0,75, ce qui est bien en effet la transparence moyenne de l'atmosphère pour les rayons calorifiques.

Bouguer donna en outre une formule qui permet de calculer exactement, à l'aide d'une série convergente, la masse d'air ε traversée par les rayons solaires pour une hauteur quelconque du Soleil au-dessus de l'horizon.

On peut aussi, et avec la même probabilité, employer au calcul des masses atmosphériques la formule donnée plus tard par Laplace et d'après laquelle la masse atmosphérique est proportionnelle à la réfraction divisée par $\sin z$.

Mais il est inexact (au moins pour les distances zénithales un peu considérables) de substituer aux masses, comme l'a fait Pouillet et comme on le fait encore aujourd'hui à Montsouris, les *épaisseurs* calculées par la formule de Lambert

$$\varepsilon = \sqrt{1 + 2r + r^2 \cos^2 z} - r \cos z,$$

dans laquelle z est la distance zénithale et r le rapport du rayon terrestre à la hauteur verticale de l'atmosphère.

Pour toutes les distances zénithales inférieures à 75 degrés on peut, au contraire, prendre sans erreur sensible $\varepsilon = \frac{1}{\cos z}$, comme si l'atmosphère était formée de couches planes horizontales.

J'emprunte à M. Radau le Tableau suivant, dans lequel il a mis en regard les masses successives calculées : 1° d'après la formule la plus simple $\varepsilon = \frac{1}{\cos z} = \text{séc}\, z$; 2° d'après la formule de Bouguer; 3° par M. Forbes à l'aide de la formule de Laplace; 4° d'après la formule de Lambert par Pouillet qui prenait $r = 80$, ce qui suppose à l'atmosphère sensible environ 80 kilomètres; 5° d'après la même formule de Lambert par M. Radau, qui, pour la mettre à peu près d'accord avec les formules de Bouguer et de Laplace, fait $r = 630$ (cette hypothèse réduit l'atmosphère sensible à 10 kilomètres).

Masses atmosphériques.

Distances zénithales.	séc. z.	Bouguer.	Laplace.	Lambert-Pouillet.	Lambert-Radau.
0					
0...	1,000	1,000	1,000	1,00	1,00
10...	1,015	1,015	1,016	1,02	1,02
20...	1,064	1,064	1,065	1,06	1,06
30 ..	1,155	1,155	1,156	1,15	1,15
40...	1,305	1,305	1,306	1,30	1,30
50...	1,556	1,556	1,555	1,54	1,55
60...	2,000	1,990	1,995	1,96	2,00
70...	2,924	2,900	2,902	2,80	2,91
75...	3,864	3,805	3,809	3,58	3,82
80...	5,76	5,56	5,57	4,92	5,62
85...	11,47	10,20	10,22	7,51	10,48
86...	14,3	12,1	12,2	8,3	12,6
87...	19,1	14,9	14,9	9,2	15,5
88...	28,7	19,0	18,9	10,2	19,9
89...	57,3	25,8	25,1	11,4	26,2
90...	∞	35,5	35,5	12,7	35,5

On voit que jusque vers 75 degrés les nombres donnés par la loi de la sécante diffèrent peu des résultats déduits des formules de Bouguer et de Laplace. La formule de Lambert donne au contraire des résultats très-inexacts au dessus de 60 degrés, du moins avec $r = 80$.

Pouillet admit que la radiation complexe du Soleil était traitée par l'atmosphère comme une radiation simple, de sorte que l'intensité de la radiation tout entière diminuait avec l'épaisseur suivant la loi de Bouguer,

$$I = Ap^{\varepsilon},$$

les valeurs de ε pour les diverses hauteurs du Soleil étant données par la formule de Lambert. Les observations de

Pouillet vérifient en effet cette formule; ainsi, le 11 mai 1838, on avait :

Heures.	ε.	θ observés.	θ calculés.	Différences.
11^h	1,193	5,05	5,06	— 0 01
Midi.....	1,164	5,10	5,10	0
1^h	1,193	5,05	5,06	— 0,01
2^h	1,288	4,85	4,95	— 0,10
3^h	1,473	4,70	4,73	— 0,03
4^h	1,812	4,20	4,37	— 0,17
5^h	2,465	3,65	3,67	— 0,02
6^h	3,943	2,70	2,64	+ 0,06

Les excès observés θ, multipliés par 0,2624, donnent la chaleur reçue en une minute sur 1 centimètre carré, c'est-à-dire l'intensité I. En représentant cette intensité I par la formule

$$I = 1,7633 . 0,789^{\varepsilon},$$

on a

$$\theta = 6^{\circ},72 . 0,789^{\varepsilon}.$$

C'est à l'aide de cette formule qu'ont été calculés les nombres de l'avant-dernière colonne : elle représente très-exactement, comme on le voit, les observations.

De la discussion d'un certain nombre de séries obtenues dans les plus belles journées de 1837 et 1838, Pouillet avait conclu que la *constante solaire* A est une constante absolue, tandis que le coefficient de transparence p, constant pendant une même journée, varie au contraire d'un jour à l'autre :

		p.
1837.	28 juin.....	0,724
	27 juillet.....	0,759
	22 septembre	0,778
1838.	4 mai...	0,756
	11 mai...	0,789

En prenant pour ε les valeurs exactes déduites de la formule de Bouguer, p serait un peu plus fort.

Les nombres donnés par Pouillet comme *observés* sont probablement déduits des observations directes par interpolation ou à l'aide d'une courbe, ce qui expliquerait la symétrie parfaite qu'ils présentent de part et d'autre du midi et la constance absolue de p de 11 heures du matin à 6 heures du soir, deux circonstances presque impossibles à rencontrer dans nos climats. Quant à la valeur de la constante solaire, 1,763, bien qu'Herschel ait trouvé à peu près le même nombre à la même époque au cap de Bonne-Espérance avec son actinomètre ([1]), elle est certainement trop faible.

En appliquant également la formule de Bouguer à l'ensemble de ses mesures au sommet du Faulhorn en septembre et octobre 1833, Kæmtz trouva une valeur plus forte de la constante solaire A et au contraire une transparence moindre. Le tableau suivant résume les observations de Kæmtz, réduites par M. Radau en unités de chaleur :

Distance zénithale.	Épaisseur.	I.
$43^{\circ},2$	1,07	$1^{u},454$
40	1,14	1,439
35	1,27	1,388
30	1,43	1,281
25	1,72	1,124
20	2,12	0,918

Ces nombres sont assez bien représentés par

$$I = 2^{u},28\left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}.$$

([1]) Herschel évaluait la radiation en *actines*, c'est-à-dire par l'épaisseur en millièmes de millimètre de glace fondue pendant 1 minute : 1 actine $= 0^{u},00727$ par centimètre carré ; et il concluait de ces mesures A = 272 actines.

Forbes a adopté pour le calcul des intensités une formule à deux termes, analogue à celle que Biot employait pour calculer les expériences de Melloni sur la chaleur rayonnante. Ainsi, les observations relevées le 25 septembre 1832 simultanément par Forbes à Brienz et par Kæmtz au sommet du Faulhorn sont résumées [1] par la formule

$$I = 0,587 + 2,233\,(0,412)^{\varepsilon},$$

qui donne pour l'intensité aux limites de l'atmosphère $2^{u},82$ et pour l'intensité de la radiation transmise verticalement jusqu'au niveau de la mer $1^{u},51$: l'atmosphère laisserait donc passer seulement les $0^{u},53$ de la radiation incidente quand le Soleil est au zénith. Mais tous ces nombres sont fort douteux.

Un résultat étrange des observations, c'est que la même masse d'air, sèche au sommet du Faulhorn ou humide à Brienz, produirait exactement la même absorption dans les deux cas. L'influence de la vapeur d'eau n'a cependant pas échappé complétement à Forbes, qui trouve une certaine ressemblance entre la courbe d'absorption par la couche d'air comprise entre le sommet et le pied de la montagne et la courbe d'humidité relative. Il est démontré aujourd'hui que ce n'est pas l'humidité relative, mais bien la quantité absolue de vapeur d'eau contenue dans l'eau, qui règle l'absorption.

Quant à l'emploi d'une formule à deux termes, il est généralement préférable à celui de la formule de Pouillet. M. Radau a trouvé que l'on pouvait le plus souvent prendre

$$I = A_l + A_0 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon},$$

A_l étant la chaleur lumineuse très-peu absorbable et A_0

---

[1] Je donne l'intensité en unités de chaleur d'après M. Radau ; Forbes avait exprimé ses résultats en actines.

la chaleur obscure pour laquelle le coefficient de transparence serait seulement $\frac{2}{3}$.

Voici, par exemple, la série de Pouillet (11 mai 1838) ainsi calculée d'après la formule

$$I = 0,447 + 1,425 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon},$$

les valeurs actuelles de ε étant les valeurs exactes empruntées au Mémoire de M. Crova [1] :

Heures.	ε.	I observées.	I calculées.	Différences.
11^h....	1,193	1,325	1,325	0,000
Midi....	1,164	1,338	1,336	+ 0,002
1^h...	1,193	1,325	1,325	0,000
2^h.....	1,29	1,273	1,292	— 0,019
3^h.....	1,47	1,233	1,231	+ 0,002
4^h.....	1,90	1,102	1,107	— 0,005
5^h.....	2,58	0,958	0,948	+ 0,010
6^h.....	4,20	0,708	0,707	+ 0,001

D'après cette formule, l'intensité à la limite de l'atmosphère est 1,872, l'intensité de la radiation transmise verticalement est 1,397 : l'atmosphère laisserait donc passer les 0,746 de la radiation incidente, le Soleil étant au zénith.

En calculant de même les autres séries de Pouillet, M. Radau trouve :

		Constante solaire.	Transparence.
1837.	28 juin.....	1,815	0,710
	27 juillet.....	1,872	0,721
	22 septembre.....	1,938	0,728
1838.	4 mai.....	1,872	0,721
	11 mai.....	1,872	0,746

[1]) Crova, *Mesure de l'intensité des radiations solaires* (*Mémoires de l'Académie de Montpellier*, et Paris, Gauthier-Villars; 1876).

Les observations de Quetelet à Bruxelles se laissent aussi à peu près également bien représenter par la formule de Bouguer, adoptée par Quetelet, ou par la formule de Forbes : voici en effet, pour la série du 5 août 1842, les nombres calculés par M. Radau d'après la formule de Quetelet

$$I_1 = 1,83(0,64)^{\varepsilon}$$

et d'après la formule à deux termes

$$I_2 = 0,23 + 1,33\left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon} :$$

ε.	I observées.	I_1.	Différences.	I_2.	Différences.
1,23	1,074	1,057	+0,017	1,038	+0,036
1,38	0,993	0,989	+0,004	0,990	+0,003
1,68	0,864	0,865	−0,001	0,903	−0,039
2,45	0,725	0,612	+0,113	0,722	+0,003
4,17	0,511	0,283	+0,228	0,476	+0,035
14,69	0,198	0,003	+0,195	0,233	−0,035

Les observations du P. Secchi, à Rome, lui ont donné une radiation vers midi à peu près la même en été et en hiver, quoiqu'un peu plus forte en été : le thermomètre de son actinomètre oscillait pendant l'hiver entre 11°,5 et 12 degrés, et pendant l'été entre 12°,5 et 14 degrés, à midi. Mais le même thermomètre marquait à peine 6 degrés en été sous l'action d'un Soleil haut de 27 à 30 degrés au-dessus de l'horizon, bien que cette hauteur soit précisément celle que le Soleil atteint au méridien à Rome pendant l'hiver. Quant à la cause même de cette différence, il ne pouvait y avoir aucun doute : l'excès en été est plus faible, à cause de l'abondance plus grande de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

M. Tyndall [1] venait en effet de montrer le pouvoir absorbant énorme de la vapeur d'eau pour la chaleur

[1] *Philosophical Transactions*; 1862.

obscure. Si je n'ai pas à décrire ici ses belles recherches, je dois du moins constater le pas énorme qu'elles firent faire à la question qui nous occupe. Le véritable absorbant de la radiation solaire était désormais connu; il restait à en préciser le rôle.

Les mesures de M. Soret établirent que :

1° La radiation est, toutes choses égales d'ailleurs, plus forte par un temps sec que par un temps humide (fait déjà indiqué par Forbes);

2° A Genève, comme à Rome, la radiation est plus intense en hiver qu'en été *pour une même hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon;*

3° Les intensités les plus considérables correspondent aux journées froides et sèches;

4° L'*intensité à midi,* un jour d'hiver, est parfois, à Genève, aussi forte qu'un jour d'été, la plus grande sécheresse de l'air compensant la moindre élévation du Soleil au-dessus de l'horizon.

Voici quelques mesures à l'appui de ces différentes propositions (les températures T sont les excès du thermomètre insolé sur le thermomètre de l'enceinte) :

	Dates.	Heures.	Conditions atmosphériques.	Température. T maxima.
1867.	29 juin . .	Midi 18^{m}	Vent du Nord	15°,99
	10 juillet .	1^{h} 18^{m}	» » . .	16,31
1868.	4 février.	1^{h} 10^{m}	Tension de la vapeur 3^{mm}	15,39
	16 juin. . .	Midi 48^{m}	Fort vent du Nord	16,46
	2 juillet .	Midi 30^{m}	» »	16,41
1869.	4 mars. .	Midi 2^{m}	Tension 4^{mm}; vent du N.	16,27
	25 juin. . .	Midi 46^{m}	Tension de la vapeur 9^{mm}; hâle.	15,58
	5 juillet .	Midi 48^{m}	Tension de la vapeur 11^{mm}; hâle.	15,54

M. Soret ne s'est pas contenté de mesurer ainsi l'in-

tensité relative de la radiation à diverses époques; il a aussi cherché à déterminer les variations que doit éprouver dans sa constitution le rayonnement complexe émané du Soleil en traversant notre atmosphère plus ou moins humide, plus ou moins chargée de poussières. A cet effet, comme nous l'avons déjà dit, il a mesuré chaque fois la proportion variable de la radiation actuelle que laissait passer une couche d'eau de 6 centimètres d'épaisseur. Il a trouvé que la transmissibilité de la radiation à travers cette couche d'eau était d'autant plus grande que l'air était plus humide; ce qui s'explique facilement, les radiations les plus absorbables par la vapeur d'eau étant alors en moindre proportion dans le faisceau qui tombe sur la cuve, et permet par là même d'apprécier la modification préalable due à l'atmosphère. M. Soret ajoute que cette transmissibilité est notablement plus forte au milieu du jour que près du lever ou du coucher du Soleil (1), que sur les montagnes la transmissibilité est peu différente de celle que l'on obtient dans la plaine (2); cela ne s'accorde pas trop avec ce qui précède ni avec les expériences de M. Desains sur le même sujet.

La complication apportée par la présence en quantité variable de la vapeur d'eau au sein de l'atmosphère ne laisse guère d'espoir de trouver dans la formule trop simple de Pouillet une représentation un peu exacte de la varia-

---

(1) Au sommet du Faulhorn, le 25 juillet 1868, il a trouvé :

h m		Transmissibilité.
7.30	soir.....	0,441
5	matin.....	0,506
6	»	0,584
10.30	»	0,608

(2) Au sommet du Breithorn (4170 mètres), la transmissibilité s'est montrée égale à 0,573, c'est-à-dire presque égale à la transmissibilité moyenne de Genève.

La transmissibilité maximum observée par M. Soret à Genève a été 0,642 (15 septembre 1869, temps très-clair, vent du sud).

tion de l'intensité avec l'épaisseur d'atmosphère traversée. Les résultats obtenus à Genève par M. Soret ne s'accordent pas avec cette formule : en prenant trois des plus belles journées, et calculant les constantes de la formule à l'aide des nombres observés, on trouve pour l'excès a, à la limite de l'atmosphère :

Le 11 juin 1867	17°,45
Le 17 août	26,04
Le 4 février 1868	20,44

On a en outre observé souvent dans la même journée des intensités de la radiation très-différentes le matin et le soir pour une même hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon.

Au lieu de suivre la variation de l'intensité en un même lieu aux diverses heures d'un même jour, on peut aussi étudier la croissance de cette même intensité observée à la même heure en des stations de plus en plus élevées. Cette seconde manière de faire varier la masse d'air traversée ε a été très-employée par M. Soret. En opérant ainsi à différentes altitudes, il a reconnu que les couches inférieures de l'atmosphère sont plus absorbantes que les couches supérieures, et on le comprend facilement, puisque les parties basses de l'atmosphère contiennent plus de vapeur d'eau et plus de particules en suspension. En conséquence, M. Soret propose de remplacer la formule $I = Ap^{\varepsilon} = Ap^{H \text{séc} z}$, H étant la pression atmosphérique au moment de l'observation, par

$$I = Ap^{H^2 \text{séc} z}.$$

« Cette formule est évidemment empirique et n'exprime point une loi naturelle ; on ne pourrait donc en conclure qu'avec la plus grande réserve la valeur de la radiation à la limite de l'atmosphère », quoiqu'elle représente géné-

ralement bien les observations relevées par M. Soret en 1867 à Genève, au Mont-Colombier (Jura) (1690 mètres), au glacier des Bossons (2600 mètres), aux grands Mulets (3050 mètres) et au Mont-Blanc (4810 mètres); et en 1869 à Lavey, à la Dent de Morcles (2980 mètres), au Görner-Grat (3040 mètres), au Théodule (3320 mètres) et au Breithorn (4170 mètres). Mais les deux séries donnent des valeurs différentes de l'excès à la limite de l'atmosphère : M. Soret a pris 21°,30 pour le calcul de la première et 20°,37 pour le calcul de la seconde. Il ne s'est d'ailleurs pas préoccupé de mesures absolues de la radiation. Quant à la transparence de l'atmosphère, elle serait mesurée avec sa formule par le facteur p^{760^2}, lequel a sensiblement pour valeur numérique 0,75.

M. Desains a principalement étudié l'action de la vapeur d'eau contenue dans l'air. Il a montré nettement que la transmissibilité des rayons solaires dans l'eau était d'autant plus grande qu'ils avaient été tamisés à travers une plus grande quantité de vapeur d'eau. Le 13 septembre 1869, MM. Desains et Branly opéraient simultanément à Lucerne et au Righi-Culm à $7^h 45^m$ du matin : le Soleil étant élevé de 20 degrés, la déviation du galvanomètre était de 27°,2 sur la montagne et de 22°,5 seulement au niveau du lac; mais, à la station inférieure, les rayons traversaient une couche d'eau de 8 millimètres d'épaisseur dans la proportion de 0,73, tandis que la radiation plus intense du sommet était réduite aux 0,68 de son intensité primitive par son passage à travers une égale couche d'eau. A midi, aux deux stations, la proportion des rayons transmis par l'eau fut moindre que le matin : l'atmosphère arrêtait donc préalablement moins de chaleur que dans la matinée. A Paris, comme à Lucerne, M. Desains a trouvé en général une transmissibilité plus grande le matin qu'à midi. Il a vu aussi, pour des épaisseurs atmosphériques très-sensiblement égales, cette transmissibilité des rayons

solaires varier de 0,55 à 0,77 : de telles variations sont supérieures à celles qu'on obtient en interposant sur le trajet des rayons une couche d'eau de 1 centimètre d'épaisseur.

En comparant son actinomètre thermo-électrique à un thermomètre à boule noire, M. Desains peut convertir ses observations galvanométriques en mesures absolues. C'est ainsi que, dans les années 1874 et 1875, il a obtenu les valeurs suivantes de la radiation à Paris, à midi :

		I.	Transmissibilité.
1874.	30 avril.....	1,23	»
	5 juin.....	1,10	0,66
	22 juin.....	1,29	0,70
	4 juillet.....	1,16	0,71
	6 juillet.....	1,09	0,69
	24 août.....	1,15	0,70
1875.	30 janvier.....	1,00	0,69
	18 avril.....	1,16	0,66
	20 avril.....	1,03	0,64
	25 avril.....	1,22	0,63

Les observations du 25 avril 1875 forment une série très-régulière et très-symétrique :

Heures.	ε.	Effets thermométriques observés.	Effets thermométriques calculés.	Transmissibilité.
h m				
8.20	1,77	0,0233	0,0232	0,66
10.00	1,36	0,0262	0,0265	0,64
midi	1,23	0,0272	0,0275	0,63
3.43	1,77	0,0234	0,0232	0,67
4.15	2,19	0,0206	0,0204	0,68
4.55	2,70	0,0167	0,0170	0,70

à laquelle on peut appliquer la formule de Pouillet, car la constitution de l'atmosphère a certainement très-peu changé dans la journée, comme le montrent les mesures de

transmissibilité. Ainsi calculées, ces observations donnent

$$A = 1^{u},79, \quad p = 0,725.$$

Les déterminations de MM. Exner et Rœntgen à Strasbourg, le 29 juin 1873, forment également une série assez régulière, que l'on peut représenter par la formule

$$I = 1,763(0,75)^{e}.$$

Parmi les mesures actinométriques recueillies à Montsouris en 1873 et 1874, M. Marié-Davy choisit neuf observations auxquelles il applique aussi la formule de Bouguer, et il trouve $p = 0,875$. Ce nombre est certainement trop élevé; mais l'enveloppe de verre de l'actinomètre de Montsouris arrête en grande partie la chaleur obscure du rayonnement solaire et ne laisse guère arriver sur le thermomètre que les rayons pour lesquels l'atmosphère est le plus transparente, de sorte qu'avec cet appareil on mesure bien plutôt la transparence pour la lumière que la transparence pour la chaleur. M. Trépied a en effet obtenu par des mesures photométriques un coefficient peu différent de celui qu'adopte M. Marié-Davy. L'*Annuaire de l'Observatoire de Montsouris* publie chaque année, depuis 1875, des Tables actinométriques calculées d'après la formule de Bouguer, avec cette valeur $p = 0,875$ et A pris arbitrairement égal à 100.

Mais la formule de Bouguer doit-elle être conservée? D'une part, dans un ensemble de recherches, on ne trouve jamais que de très-rares journées pour lesquelles la série entière des observations soit représentée par la formule : Pouillet n'en cite que quatre ou cinq, M. Soret n'en trouve qu'une (série du Théodule, 21 juillet 1869), M. Desains deux ou trois en plusieurs années; j'ai été moi-même encore moins heureux à Grenoble, où je n'ai pas rencontré une seule série (sur 150 environ) qui présentât un accord complet; M. Rossetti n'a pas mieux réussi

à Padoue [1]. D'autre part, si l'on calcule les constantes de la formule à l'aide d'observations se rapportant aux plus belles journées, on obtient pour A des valeurs extrêmement différentes d'un jour à l'autre. La cause principale pour laquelle la formule de Bouguer ne traduit qu'imparfaitement les observations, c'est qu'elle ne tient pas compte des changements qui se produisent normalement dans la diathermanéité de l'atmosphère par suite de la présence en quantité variable de cet absorbant énergique, la vapeur d'eau. Mais, si la formule s'éloigne ainsi de la réalité, elle fournit cependant le type d'après lequel on doit chercher à représenter les faits, en tenant compte autant que possible de la complication du phénomène.

Remarquons d'abord qu'une constante ne représente pas exactement la hauteur verticale de la colonne d'air au moment de l'observation, car le poids de cette colonne est variable et proportionnel à la pression atmosphérique H. Au lieu donc de mesurer la masse d'air que traversent les rayons par l'épaisseur ε déduite des calculs de Bouguer ou de Laplace, il m'a semblé préférable de prendre pour cette épaisseur, à l'exemple de M. Soret,

$$e = \frac{H}{760}\varepsilon.$$

Nous avons même vu que M. Soret avait finalement adopté $H^2 \text{séc}\, z$ comme mesure de l'épaisseur pour les distances zénithales peu considérables. Cette expression $H^2 \text{séc}\, z$ lui avait paru représenter beaucoup mieux les observations, et l'on comprend qu'il en soit généralement ainsi, la décroissance rapide de la vapeur d'eau

---

(1) En général, A diminue et p augmente à mesure que l'épaisseur s'accroît. M. Rossetti trouve que ses mesures satisfont assez bien à la relation

$$A = \alpha - \beta\varepsilon,$$

où α *serait* la vraie valeur de la constante solaire.

dans les régions supérieures amenant, lorsqu'on s'élève, une diminution de l'absorption très-supérieure à celle qu'entraînerait le seul changement de densité de l'air. Il n'y a là toutefois qu'une représentation imparfaite de l'action de la vapeur d'eau, la proportion de ce fluide dans l'air n'étant pas ainsi liée à la pression barométrique que l'on puisse espérer en traduire l'effet par un simple changement dans l'exposant de la pression.

Un grand nombre d'observations, et surtout d'*observations simultanées* à des altitudes différentes, m'ont conduit à la formule suivante, dans laquelle l'absorption produite par la vapeur d'eau s'ajoute à l'action de l'air lui-même, à l'aide d'un terme de même forme que celui généralement adopté pour l'air,

$$I = Ap^{\frac{H + (Z - z)Kf}{760}\varepsilon},$$

où

A, p et K sont des constantes absolues;
H la pression barométrique;
Z la hauteur de la couche d'air à partir de laquelle il n'y a plus de vapeur sensible;
z la hauteur du point où l'on se trouve actuellement;
f la tension moyenne de la vapeur d'eau dans la colonne d'air de hauteur $Z - z$;
ε la masse d'air traversée par les rayons.

Cette formule peut se justifier comme il suit :

Si l'air sec agissait seul, à la pression $H - f$, il produirait une absorption réglée par la formule

$$(1) \qquad I_1 = Ap_1^{\frac{H-f}{760}\varepsilon}.$$

Mais à l'action de l'air se superpose celle de la vapeur d'eau, et, bien que ces deux actions soient simultanées, on peut les séparer et supposer que le rayonnement, af-

faibli déjà par son passage à travers l'air sec, va traverser maintenant une colonne de vapeur à la tension f et de hauteur $Z - z$.

La masse d'air sec traversée ayant été estimée par la hauteur $H - f$ de la colonne de mercure qui ferait équilibre à cet air, évaluons de même la masse de vapeur interposée : la hauteur de la colonne de mercure, en millimètres, faisant équilibre à cette masse de vapeur est

$$1000\,(Z - z)\,\frac{f}{760}\,0{,}622\,\frac{0{,}001293}{13{,}59},$$

ou

$$m\,(Z - z)f,$$

en posant

$$1000\,\frac{1}{760}\,0{,}622\,\frac{0{,}001293}{13{,}59} = 0{,}00007787 = m\,(^1).$$

La radiation, déjà réduite à I_1, deviendra donc, en désignant par p_1 le coefficient de transparence de la vapeur

$$(2) \qquad I = I_1 p_1^{\frac{m\,(Z-z)f}{760}\varepsilon}$$

ou, en posant $p_1^m = p^{K_1}$,

$$(2\ bis) \qquad I = I_1 p^{\frac{K_1\,(Z-z)f}{760}\varepsilon}.$$

Éliminant I_1 entre (1) et (2 *bis*), et posant $K = K_1 - \frac{1}{Z - z}$ ou très-approximativement $K = K_1$, il nous vient

$$I = A p^{\frac{H + (Z-z)Kf}{760}\varepsilon},$$

formule qui se réduit à celle de Pouillet si H et f sont constants pendant toute la durée des observations.

La valeur de f est généralement inconnue. On peut ce-

---

(1) Remarquer que, m étant de la dimension L^{-1}, le produit $m\,(Z - z)f$ représente bien une longueur comme $(H - f)$.

pendant en obtenir une évaluation précise dans deux cas différents :

1° Lorsqu'on a plusieurs observations faites simultanément à des altitudes très-différentes;

2° Lorsque l'atmosphère est dans l'état d'équilibre parfait supposé par la méthode de Pouillet.

1° Comme type du premier cas, je reprendrai les observations relevées au sommet et à la base du Mont-Blanc le 16 août 1875. En même temps que je faisais au sommet les observations rapportées plus haut, M. Margottet procédait sur le glacier des Bossons aux mesures comparatives dont il avait bien voulu se charger. Nous fûmes favorisés par un temps exceptionnel, un ciel d'une sérénité parfaite, un air absolument calme au sommet comme à la base de la montagne. On trouva, à la même heure ($10^h 22^m$) :

	V + U observés.	Intensités observées.
	°	u
A la cime du Mont-Blanc (4810^m)...	6,552	2,392
Au glacier des Bossons (1200^m)...	5,540	2,022

D'autre part, on relevait :

	Baromètre.	Température de l'air.	Tension de la vapeur.
	mm	°	mm
Au sommet.....	430	1,0	0,91
Aux Bossons.....	661	9,5	5,3

Ainsi, au sommet du Mont-Blanc, la tension de la vapeur était inférieure à 1 millimètre. On peut donc, sans crainte d'erreur sensible, faire telle hypothèse que l'on jugera convenable sur le décroissement de la tension à partir de ce point jusqu'à la couche limite. J'ai supposé un décroissement régulier, de la cime à une hauteur double de celle du Mont-Blanc; au delà, les observations aérostatiques permettent de regarder l'air comme absolument sec. La vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère au-dessus du

Mont-Blanc est donc mesurée par le poids de vapeur existant dans une couche de 4 kilomètres environ de hauteur, sous une tension égale à la moitié ($0^{mm},45$) de la faible force élastique observée au sommet. D'autre part, le calme absolu de l'atmosphère ainsi que l'heure des observations, assez avancée pour que l'on n'eût pas à craindre les mouvements d'air plus ou moins humide signalés par Forbes sur les flancs des montagnes, permettaient d'attribuer à la colonne d'air de 3610 mètres de hauteur, s'étendant du sommet au pied de la montagne, comme tension moyenne $3^{mm},10$, moyenne arithmétique des tensions $0^{mm},9$ et $5^{mm},3$ observées aux deux extrémités [1]. Le poids total de vapeur traversé par les rayons des limites de l'atmosphère aux Bossons est la somme des poids de vapeur contenus dans les deux colonnes superposées de hauteur et de tension moyenne connues. Ce poids est dé-

---

[1] M. Radau préférerait que l'on calculât les tensions d'après la loi d'un décroissement logarithmique, analogue au décroissement logarithmique de la pression avec la hauteur. De cette loi il déduit $2^{mm},26$ pour la tension aux Grands-Mulets (à mi-chemin entre les Bossons et le sommet), le 16 août, à l'heure des observations ; le décroissement proportionnel à la hauteur me donne $3^{mm},07$. La tension de la vapeur aux Grands-Mulets a été relevée par moi le 15 à $4^h 20^m$ du soir (elle était $4^{mm},11$) et le 17 à $10^h 45^m$ (elle était $4^{mm},04$). Le 17, l'air était, sur toute la montagne, plus humide que la veille ; la radiation avait baissé. Le 15, au contraire, une splendide soirée nous annonçait la magnifique journée du lendemain ; or, d'après les observations très-concordantes de Kæmtz sur le Righi et sur le Faulhorn, et de Bravais et Martins sur le Faulhorn, la tension absolue de la vapeur d'eau à ces altitudes présente vers 4 heures du soir son maximum, lequel est en moyenne les $\frac{5}{4}$ de la tension à 10 heures du matin ; déduite de la tension du 15 d'après cette règle, la tension à 10 heures du matin, le 16, aux Grands-Mulets, devait être $3^{mm},09$. Mon estimation de $3^{mm},07$ doit donc être bien voisine de la vérité. En l'absence de toute autre donnée, la moyenne arithmétique entre deux nombres peu différents (le seul cas utile à considérer ici) sera toujours la plus probable. La loi du décroissement logarithmique n'est admissible qu'après une série de beaux jours et de calme permettant à l'équilibre théorique de s'établir ; je l'ai vérifiée, en effet, dans ces conditions (observations de Laghouat). Mais cet état statique doit être singulièrement rare dans nos contrées.

terminé ainsi avec une très-grande approximation, les tensions observées étant toutes très-faibles. Toutes les constantes de la formule sont dès lors fixées, et l'on a [1]

$$A = 2^u,540, \quad p = 0,946, \quad K = 0,148.$$

La constante solaire, c'est-à-dire la quantité de chaleur tombant pendant une minute sur 1 centimètre carré à la limite de l'atmosphère est donc

$$A = 2^u,540,$$

l'unité de chaleur étant rapportée au gramme et au degré centigrade.

Cette valeur de A, très-supérieure à celle qu'avait donnée Pouillet, équivaut à 349 actines. En unités C. G. S. on aurait $A = 0,0423$.

Si à l'aide de la formule (A) nous calculons I pour les Grands-Mulets et pour la cote de Paris, au moment auquel se rapportent nos observations de la cime, nous pourrons dresser le Tableau suivant pour le 16 août 1875, à $10^h 22^m$ du matin.

---

[1] Ces coefficients ont été en réalité déterminés, non par cette seule observation (à laquelle ils conviennent exactement), mais par un ensemble de mesures à différentes hauteurs, effectuées pour la plupart aux environs de Grenoble, entre Seyssinet (213 mètres) et le Moucherotte (1906 mètres) (*voir* mon *Mémoire sur la température moyenne de la surface du Soleil*); on n'a besoin alors de connaître que la tension moyenne f dans la colonne de hauteur $z'-z$ comprise entre les deux stations, et cette tension moyenne est toujours facile à obtenir exactement lorsque le temps est beau et calme. On relevait pendant toutes les observations les tensions de la vapeur aux deux stations extrêmes, et l'on prenait en outre les tensions à une station moyenne, Saint-Nizier (1171 mètres), à la montée et à la descente : on pouvait alors calculer f à une époque quelconque avec toute certitude. Ajoutons qu'en faisant varier l'ouverture d'admission on avait soin, à chaque mesure de la radiation, d'éliminer le rayonnement de la partie du ciel voisine du Soleil, de façon à noter la radiation solaire seule.

	Altitude.	Hε.	K(Z — z)fε.	I.	$\frac{I}{A}$.
	m			u	
Limite de l'atmosphère.	»	0,0	0,0	2,540	1,0
Cime du Mont-Blanc...	4810	541,8	309,3	2,392	0,94
Grands-Mulets.....	3050	672,2	964,8	2,262	0,89
Glacier des Bossons....	1200	832,9	2393,3	2,022	0,79
Cote de Paris.....	60	956,0	4481,0	1,745	0,68

Hε est l'influence de l'air, K (Z — z)fε l'influence de la vapeur d'eau. On voit combien ce dernier effet est considérable et quelle perte il en résulte dans les basses régions pour la quantité de chaleur reçue en une minute I : un point situé au niveau de Paris ne recevait à cette heure que les 0,68 de la chaleur incidente, et sur la part de chaleur absorbée les $\frac{5}{6}$ étaient retenus par la vapeur d'eau. La transparence de l'atmosphère *suivant la verticale* était donc 0,74 et l'absorption par la vapeur cinq fois l'absorption par l'air. D'après M. Tyndall, avec les nombres ci-dessus, l'effet de la vapeur serait à peu près vingt fois celui de l'air. Des mêmes données, M. Radau conclut au contraire, dans son hypothèse, à une absorption à peine double de celle de l'air. J'ai dit plus haut comment l'hypothèse, très-rationnelle d'ailleurs, de M. Radau ne me paraissait pas confirmée par les faits le jour des observations que nous examinons. Quant à la valeur numérique de l'absorption par la vapeur d'eau, telle que l'a établie M. Tyndall, je ne veux point ici rappeler les discussions dont elle a été l'objet; mais il me semble que des mesures de laboratoire atteindront difficilement la précision que l'on peut espérer d'observations faites sur des colonnes d'air de plusieurs kilomètres de hauteur, au milieu d'une atmosphère absolument calme, et dans des conditions de pression, de température et d'état hygrométrique parfaitement déterminées.

Si nous nous reportons à l'équation définissant K,

$$p_1^m = p^K,$$

où $m = 0{,}00007787$, et si nous y mettons pour K la valeur

0,148 que nous venons de trouver, nous en tirons

$$\log p_1 = 1900 \log p .$$

Si, d'ailleurs, nous appelons, selon l'usage, *coefficient d'absorption* d'un corps le facteur constant a défini par la relation

$$dI = - aI\rho de,$$

dans laquelle dI indique la perte d'intensité éprouvée par la radiation I traversant une couche de densité ρ et d'épaisseur de, nous avons évidemment

$$a = - \log p,$$

et la relation numérique écrite plus haut signifie que *le coefficient d'absorption de la vapeur d'eau égale* 1900 *fois le coefficient d'absorption de l'air.*

2° L'invariabilité des conditions météorologiques de l'atmosphère pendant plusieurs heures étant la condition absolue de la méthode de Pouillet, je prendrai comme type du second cas les observations que j'ai relevées à Laghouat (Algérie) les 12 et 13 juillet 1877 (¹). Les nombres suivants définissent nettement les conditions atmosphériques dans la matinée du 12 et l'après-midi du 13 juillet 1877.

JOURS ET HEURES des observations.	BAROMÈTRE réduit à zéro.	TEMPÉRATURE de l'air.	TEMPÉRATURE du thermomètre dans le vide. Blanc.	TEMPÉRATURE du thermomètre dans le vide. Noir.	ÉTAT hygrométrique.	TENSION de la vapeur.
h m		°	°	°		mm
12 juill., 7.00 mat...	701,7	28,0	"	"	0,36	10
» 8.40 » ...	"	31,8	43,0	60,0	0,31	11
» 9.10 » ...	701,4	33,8	44,8	62,0	0,25	10
» 10.50 » ...	"	39,2	49,4	67,0	0,21	11
» midi 15 soir...	700,4	39,7	51,5	69,2	0,18	10
13 juill., 3.22 » ...	700,1	41,0	"	"	0,17	10
» 7.00 » ...	700,2	37,0	"	"	0,21	10

(¹) Une autre série relevée dans la même campagne, au Tagvaït (Aurès), conduirait aux mêmes conclusions.

Il en résulte ce fait bien remarquable que la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air au niveau du sol est la même aux diverses heures de la journée. Cette constance, qui a persisté pendant tout le temps que j'ai passé à Laghouat, n'a d'ailleurs rien de surprenant dans un pays aussi sec, sous un climat aussi *immobile,* et l'on y peut dès lors logiquement compter sur cette permanence des conditions atmosphériques sans laquelle les mesures actinométriques *successives* échappent à tout calcul.

Le Tableau suivant résume les mesures actinométriques effectuées à Laghouat dans les mêmes journées (on a opéré comme au Mont-Blanc (*voir* p. 36); chaque mesure d'intensité I résulte donc d'un ensemble d'observations donnant deux à deux la valeur de la quantité constante $V + U = m\theta_0$) :

Jours et heures.		ε.	θ_0.	m.	$m\theta_0$.	$I = 0{,}365 m\theta_0$
	h m		°		°	u
12 juillet	7. 4 matin..	2,45	10,1	0,37	3,74	1,36
»	8.21 » ..	1,55	11,7	0,385	4,50	1,64
13 juillet	3.21 soir....	1,44	11,2	0,41	4,59	1,68
12 juillet	9.39 matin..	1,20	12,6	0,39	4,91	1,79
»	10.33 » ..	1,09	12,6	1,40	5,04	1,84
»	11.56 » ..	1,02	12,4	0,41	5,08	1,86

Ces observations se laissent presque également bien représenter par la formule de Pouillet ou par la formule de Forbes. On a, en effet :

ε.	I observées.	I_1.	Différences.	I_2.	Différences.
2,45	1,36	1,33	+0,03	1,37	−0,01
1,55	1,64	1,64	0,0	1,64	0,0
1,44	1,68	1,69	−0,01	1,68	0,0
1,20	1,79	1,79	0,0	1,78	+0,01
1,09	1,84	1,84	0,0	1,82	+0,02
1,02	1,86	1,87	−0,01	1,86	0,0

I_1 et I_2 étant calculées par les formules

$$I_1 = 2,40 \,.\, 0,79^t$$

et

$$I_2 = 0,75 + 1,67 \left(\frac{2}{3}\right)^{(1)}.$$

La possibilité d'obtenir ainsi une représentation analytique exacte des faits prouve que l'hypothèse fondamentale d'une permanence absolue dans les conditions atmosphériques s'est trouvée presque complétement réalisée à Laghouat; on peut donc de l'une ou de l'autre des formules adoptées tirer la valeur de la radiation à la limite de l'atmosphère, c'est-à-dire l'intensité vraie A de la chaleur solaire. Les deux formules donnent des nombres, 2,40 et 2,42, presque identiques, et très-voisins tous deux de celui de 2,54 que nous avons obtenu à la cime du Mont-Blanc. Mais les différences mêmes entre les chiffres actuels et notre ancien résultat du Mont-Blanc sont importantes à noter : elles sont, en effet, toutes les deux de même sens et en faveur de la mesure au Mont-Blanc. Ainsi, lors même qu'elles sont relevées dans des circonstances exceptionnellement propices, où la méthode semble absolument inattaquable, les observations en plaine donnent encore pour la constante solaire un nombre un peu plus faible que les mesures en montagne.

---

(1) Il est très-remarquable que les coefficients de refroidissement sont égaux à $0,317\,\alpha^t$, α étant la constante de Dulong. On a, en effet :

t.	α^t.	m observées.	$0,317\,\alpha^t$.
20,8	1,173	0,370	0,372
23,4	1,197	0,385	0,380
34,5	1,303	0,410	0,413
27,0	1,230	0,390	0,390
29,6	1,255	0,400	0,398
33,7	1,295	0,410	0,410

Les valeurs de I observées sont donc représentées par

$$I = 0,365 \,.\, 0,317\,\alpha^t \,.\, \theta_0.$$

Ce fait de la disparition de certaines radiations lorsqu'on opère en plaine constitue un argument puissant en faveur des observations en montagne, en même temps qu'il donne l'explication de la grandeur du nombre obtenu par moi au sommet du Mont-Blanc. Si, à cette hauteur, j'ai observé une intensité de la radiation très-supérieure à celle qu'avait constatée Pouillet et sensiblement plus grande encore que les intensités données depuis par d'autres physiciens, la raison n'en est pas dans quelques causes d'erreur inhérentes à mon actinomètre, mais bien dans une intégrité plus complète de la radiation solaire à ce niveau. En opérant à une hauteur où la masse d'air est réduite à moitié, où les poussières n'existent guère, où la tension de la vapeur d'eau est excessivement faible, je pouvais recueillir des radiations qui échappent en plaine, dans les conditions même les plus favorables [1].

Si maintenant nous cherchons à appliquer la formule (A) à ces observations de Laghouat, une hypothèse est nécessaire pour calculer f; cette hypothèse, indiquée par la longue stabilité des conditions atmosphériques propre au climat saharien, sera d'admettre ici la formule logarithmique correspondant à l'état d'équilibre. A Laghouat, la force élastique moyenne était $10^{mm},3$; au delà de 10 000 mètres la tension était évidemment négligeable : la tension moyenne f dans cette longue colonne de 10 kilomètres de hauteur était donc 1,86. La formule (A) donne alors pour le coefficient de transparence 0,791, c'est-à-dire le nombre même que nous avons trouvé en cherchant à représenter les résultats de l'observation par la formule de Pouillet.

---

[1] L'extinction des radiations les moins réfrangibles par les grandes épaisseurs apparaît d'ailleurs nettement sur les nombres successifs d'une même journée : la valeur de A, calculée par les deux premières observations de Laghouat seules, c'est-à-dire pour une épaisseur $\varepsilon = 2$, serait 2,27, tandis que l'ensemble des mesures donne 2,41.

Mais, en général, on ne connaîtra pas f; ce sera, au contraire, la formule (A) qui permettra de calculer cette tension moyenne, ou, plus exactement, de calculer le poids de vapeur contenu dans l'air, de la limite de l'atmosphère au point où l'on se trouve.

Si, en effet, on mesure l'intensité i de la radiation à un instant donné, si on calcule l'intensité I [1] que l'on observerait au même moment dans un air parfaitement sec, laquelle *intensité disponible* est égale à

$$I = 2,54\,(0,946)^{\frac{H\varepsilon}{760}},$$

la différence des logarithmes de I et de i,

$$\log I - \log i = -\frac{K(Z-z)f\varepsilon}{760}\log p,$$

sera proportionnelle à $(Z-z)f\varepsilon$, proportionnelle par conséquent au poids de la vapeur traversée par les rayons. Ce poids de vapeur équivaut à une couche d'eau liquide dont l'épaisseur E, en centimètres, serait, d'après notre formule,

$$E = 22,5\,(\log I - \log i) \quad [2].$$

Si le Soleil était au zénith, ses rayons traverseraient au même instant une masse de vapeur correspondant à une épaisseur d'eau

$$e = \frac{22,5}{\varepsilon}(\log I - \log i).$$

---

(1) Voir, à la fin du Rapport, les Tables donnant I et log I pour les diverses valeurs de ε, sous les pressions 760, 750, 740, 730 et 720 millimètres.

(2) J'ai entrepris des expériences directes pour vérifier le coefficient numérique 22,5 entrant dans cette formule et pour déterminer, d'autre part, celui qui conviendrait aux mesures de transmissibilité.

Telle sera la mesure [1] de la quantité de vapeur contenue dans l'air à un instant donné.

Il est à remarquer que ni la valeur en eau M de la boule du thermomètre ni la section S de cette boule n'interviennent ici : e ne dépend que du rapport $\frac{I}{i}$ et peut se déterminer par conséquent avec un actinomètre dont on ne connaît pas la constante $\frac{M}{S}$, nécessaire pour obtenir des mesures absolues.

Outre les mesures dans les Alpes et en Algérie, j'ai fait encore de nombreuses observations de la radiation à Grenoble. J'ai trouvé, en général, la radiation différente le matin et le soir pour une même hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon, et le maximum arrivant avant midi. Si l'intensité de la radiation à midi varie beaucoup d'un jour à l'autre, les moyennes mensuelles diffèrent peu entre elles; il y a toutefois un léger accroissement en été, comme le montre le Tableau suivant, qui renferme les excès bruts accusés dans mon actinomètre par le thermomètre Baudin 4804 (diamètre $9^{mm},2$) ou le thermomètre Fastré 880 (équivalent), à midi de chacun des jours inscrits, lesquels furent tous des jours de beau temps.

---

(1) Les formules exactes sont

$$E = \frac{22,5}{1+\alpha t}(\log I - \log i),$$

$$e = \frac{22,5}{(1+\alpha t)\varepsilon}(\log I - \log i).$$

Bien que le facteur $\frac{1}{1+\alpha t}$ ne modifie pas beaucoup les résultats, on devra cependant l'introduire toutes les fois que la température moyenne de la vapeur t pourra être approximativement connue. Il sera particulièrement nécessaire de déterminer t et d'en tenir compte dans les mesures de la quantité de vapeur contenue entre deux stations, entre le sommet et le pied d'une montagne par exemple. Pour des colonnes illimitées, t diffère toujours peu de zéro et les formules du texte sont généralement suffisantes.

			Moyennes.
1874.	8 mars	11,2	11,1
	9 »	11,2	
	14 »	10,4	
	17 »	11,2	
	18 »	11,5	
	22 »	11,0	
	25 avril	11,0	10,8
	29 »	10,8	
	30 »	10,6	
	4 mai	11,0	11,1
	5 »	10,6	
	6 »	10,9	
	20 »	11,5	
	21 »	11,5	
	11 juin	11,7	11,1
	20 »	10,8	
	21 »	11,1	
	23 »	10,9	
	10 juillet	11,5	11,9
	27 »	12,3	
	7 août	12,3	11,7
	11 »	12,2	
	17 »	11,3	
	24 »	12,3	
	26 »	11,0	
	27 »	10,8	
	5 septembre	12,3	
1875.	27 janvier	10,9	11,2
	28 »	11,5	
	1 février	11,5	11,7
	2 »	11,8	
	11 »	11,9	

Tous ces résultats sont d'accord avec ce qu'ont trouvé le P. Secchi à Rome et M. Soret à Genève.

J'ai montré, en outre, que dans un actinomètre l'excès

thermométrique dépend de la température de l'enceinte et que, pour les températures ordinaires de l'atmosphère, les variations de l'excès sont proportionnelles aux variations de la température de l'enceinte, ce qui permet de ramener facilement tous les excès à une même température zéro de l'enceinte.

M. Crova a cherché particulièrement à tracer les courbes horaires des intensités de la radiation. Comme M. Soret et comme moi-même, il a trouvé ces courbes en général dissymétriques et présentant leur maximum avant midi. La plus régulière fut celle du 4 janvier 1876 : les observations de cette journée sont résumées dans le Tableau suivant, où l'on a mis en regard des intensités I observées et les intensités I_1 et I_2 calculées par M. Radau, l'une d'après la formule de Pouillet

$$I_1 = 1,694(0,887)^{\varepsilon},$$

l'autre d'après la formule de Forbes

$$I_2 = 0,718 + 1,525\left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}.$$

ε.	I observées.	I_1.	Différences.	I_2.	Différences.
2,50	1,279	1,255	+0,024	1,271	+0,008
2,75	1,220	1,218	+0,002	1,218	+0,002
3,00	1,161	1,182	−0,021	1,170	−0,009
4,00	1,026	1,049	−0,023	1,019	+0,007
4,60	0,950	0,976	−0,026	0,954	−0,004
5,40	0,891	0,887	+0,004	0,889	+0,002
6,10	0,843	0,815	+0,028	0,846	−0,003

Ce n'est ni l'une ni l'autre de ces deux formules qu'a employée M. Crova. Il propose une formule plus compliquée,

$$I = \frac{A}{(1 + a\varepsilon)^b},$$

qui ne paraît pas présenter de grands avantages. Cette formule lui donne pour la constante solaire, le 4 janvier 1876,

2,323, nombre peu différent de 2,243, que fournit la formule de Forbes avec une meilleure représentation des observations. D'après la formule de Forbes, l'intensité de la radiation transmise aurait été en ce jour 1,735, ce qui donne pour la transparence de l'air 0,77.

Les différentes valeurs de A trouvées par M. Crova ne sont pas très-concordantes : cependant M. Crova conclut de ses observations que la constante solaire est certainement supérieure à 2.

M. Crova a fait, en outre, de nombreuses mesures de la radiation à Montpellier et aux environs à diverses époques de l'année. Il en déduit une certaine analogie entre les variations annuelles et les variations diurnes : la courbe des variations diurnes n'est pas symétrique par rapport au midi vrai et présente un maximum avant ce moment ; de même la courbe des variations annuelles offre un maximum avant le solstice d'été. Les plus fortes intensités s'observent de la fin de mars au commencement de mai ; la radiation diminue beaucoup en été : c'est là assurément une conséquence du climat maritime de Montpellier (M. Crova opère tantôt à Montpellier, tantôt à Palavas, sur le bord même de la mer). Voici quelques-uns des nombres observés en 1875, à midi vrai :

	ε.	I. u
8 janvier	2,76	1,09
6 février	2,15	1,13
29 mars	1,30	1,30
15 avril	1,22	1,34
5 mai	1,13	1,51
8 mai	1,12	1,25
10 juillet	1,09	1,28
4 septembre	1,25	1,17
5 octobre	1,58	1,27
16 novembre	2,40	1,15
9 décembre	2,80	1,24

La chaleur reçue normalement sur 1 centimètre carré a été :

Le 4 janvier 1876.

Du lever du Soleil à midi	264
De midi au coucher	271
Total	535

Le 11 juillet 1876.

Du lever du Soleil à midi	451
De midi au coucher	425
Total	876

la chaleur totale du 4 janvier est les 0,61 de la chaleur totale du 11 juillet.

M. Crova a également effectué des mesures de transmissibilité : le 11 juillet 1878 il a fait une série d'observations à Palavas toute la journée. La transmissibilité a très-peu changé : minimum à $5^h 7^m$ du matin et représentée alors par 0,66, elle a été à peu près constante et égale à 0,70 pendant la plus grande partie de la journée; elle a seulement un peu augmenté vers le soir et est devenue 0,76 à $5^h 33^m$. L'épaisseur atmosphérique ayant pendant ce temps varié dans le rapport de 1 à 9, cette constance de la transmissibilité présente avec les observations de M. Desains à Lucerne et à Paris un désaccord qui est peut-être uniquement dû à la situation particulière de Palavas.

Enfin, M. Crova, comme Forbes, a étudié l'influence de l'état hygrométrique sur l'intensité de la radiation et n'a trouvé aucune relation bien nette entre ces quantités : ce n'est pas en effet l'état hygrométrique, mais la tension de la vapeur qu'il faut considérer, et encore la tension de la vapeur au niveau du sol ne définit-elle pas en général le véritable élément à considérer, savoir la quantité de vapeur contenue dans l'air depuis la surface de la Terre jusqu'aux limites de l'atmosphère.

Il me reste encore à indiquer les résultats des mesures par lesquelles on a voulu déterminer l'effet chimique des rayons solaires.

En considérant d'abord les rayons directs du Soleil, et en appliquant la formule de Bouguer à trois séries d'observations exécutées le 3 août 1857, le 14 septembre 1858 et le 15 septembre de la même année, MM. Bunsen et Roscoë ont trouvé, pour l'intensité de ces rayons,

$$I = A(0,435)^{\text{séc}\,z}.$$

La transparence de l'air pour les rayons chimiques est donc beaucoup moindre que la transparence pour les rayons calorifiques.

L'intensité des rayons solaires n'est pas ce que mesure ordinairement l'actinomètre chimique ; ce qu'il donne immédiatement, c'est la somme des effets dus aux rayons solaires et à la lumière diffuse. Cette somme, pour une surface normale aux rayons, est exprimée assez exactement par une formule semblable

$$I + C = A'(0,516)^{\text{séc}\,z}.$$

Ajoutons que l'éclat chimique du Soleil, comme son éclat lumineux et son éclat calorifique, est plus grand au centre que vers les bords : MM. Bunsen et Roscoë ont trouvé les rayons centraux quatre fois environ plus intenses que les rayons marginaux.

M. Roscoë a fait, à partir de 1861, une longue série d'expériences avec l'actinomètre photographique sur le toit du collége Owen, à Manchester. Les courbes diurnes montrent que l'activité chimique de la lumière suit en général la même marche que la sérénité du ciel : le moindre hâle diminue l'intensité. Au contraire, de petits nuages blancs au zénith l'augmentent souvent beaucoup, en réfléchissant vers la Terre la lumière diffusée du côté des espaces célestes.

Un ensemble de mesures comparatives, entreprises en 1866 par M. Roscoë à Manchester, M. Baker à Kew, M. Wolkoff au sommet du Kœnigstuhl (550 mètres) près Heidelberg et M. Thorpe à Parà, a donné, pour des hauteurs sensiblement égales du Soleil (l'intensité type est prise égale à 1000) :

	Soleil.	Ciel.	Soleil + Ciel.	$\frac{\text{Soleil}}{\text{Ciel}}$.
A Manchester	43	140	183	0,31
A Kew	150	162	312	0,93
Au Kœnigstuhl	263	174	437	1,51
A Lisbonne (1)	136	126	262	1,08
A Parà	222	501	723	0,44

A Manchester, l'atmosphère brumeuse et enfumée éteint une énorme proportion de la lumière, tandis qu'au Kœnigstuhl on domine déjà les couches les plus absorbantes. Sous les tropiques, la lumière renvoyée par le ciel est plus du double de celle venant directement du Soleil.

Si l'on essaye de traduire en formules les séries horaires relevées dans ces diverses localités, on voit que, partout, l'intensité chimique de la lumière peut se représenter par une fonction linéaire de la hauteur du Soleil jusque vers 65 degrés, mais qu'au delà la courbe s'incline rapidement.

D'après M. Marchand, la somme I + C est donnée par la formule parabolique

$$I + C = ah + bh^2,$$

h étant la hauteur en degrés du Soleil au-dessus de l'horizon. Mais il n'y a là qu'une expression empirique qu'on ne saurait appliquer hors des limites de l'observation et d'où l'on ne peut espérer tirer avec précision la loi même de l'absorption par l'atmosphère. M. Marchand estime l'absorption suivant la verticale à 0,74, ce qui donnerait pour la transparence 0,26 seulement.

(1) Observations de M. Creswell, en 1867.

Ainsi, tandis que la transparence de l'atmosphère pour les rayons lumineux est voisine de 0,85 (Bouguer, Trépied), les rayons calorifiques ne sont déjà plus transmis suivant la verticale que dans la proportion de 0,75 en moyenne (Leslie, Pouillet, Soret, Desains, Violle, Crova), et 0,30 à 0,40 seulement des rayons chimiques (Bunsen et Roscoë, Marchand) arrivent au sol. Les expériences spectroscopiques de M. Janssen au Faulhorn ont montré, en effet, que, comme les rayons calorifiques et plus encore peut-être, les rayons chimiques sont très-fortement absorbés par la vapeur d'eau. Quant à la loi même de l'aborption, elle est certainement une dans tous les cas et sans doute représentée par la formule (A).

CONCLUSIONS.

Une *mesure exacte de la radiation solaire* est, en fait, une opération calorimétrique complète, qui ne pourra jamais être bien faite que dans les grands observatoires, par des personnes habituées aux expériences de précision. Mon *actinomètre absolu* paraît être l'instrument le plus simple et le plus précis que l'on puisse employer à ces mesures (*voir* p. 31).

La *mesure de la radiation totale* (chaleur du Soleil + chaleur réfléchie par l'atmosphère) est plus facilement abordable, parce qu'elle ne nécessite pas d'orientation spéciale de l'instrument. D'autre part, c'est cette radiation totale qui intéresse particulièrement la Météorologie et l'Agriculture. Il y a donc grand intérêt à l'observer dans toutes les stations météorologiques. Cette observation me semble très-facile au moyen des *boules conjuguées*, qui, installées à poste fixe, sont toujours prêtes et ne demandent chacune qu'une simple lecture de thermomètre (*voir* p. 17).

La quantité de chaleur qui tombe à la limite de l'atmo-

sphère sur 1 centimètre carré de surface normale aux rayons solaires est en une minute égale à $2^{u},54$, l'unité de chaleur étant rapportée au gramme et au degré centigrade.

La quantité qui arrive au sol sur la même surface normale aux rayons est repréentée, selon moi, par

$$\text{(A)} \qquad I = 2{,}54.0{,}946^{\frac{H + 0{,}148\,(Z - z)f}{760}\varepsilon}.$$

Dans cette formule, le produit $(Z - z)f\varepsilon$ est proportionnel à la masse de vapeur traversée; de là le moyen de mesurer cette masse par l'affaiblissement qu'a subi la radiation dans son passage à travers l'atmosphère. Soient i la radiation observée en rase campagne, loin des poussières des villes, I la radiation disponible, définie par la relation

$$I = 2{,}54.0{,}946^{\frac{H}{760}\varepsilon},$$

qui conviendrait à un air parfaitement sec : la hauteur *en centimètres* de la couche d'eau équivalente à la masse de vapeur traversée par les rayons est

$$E = \frac{22{,}5}{1 + \alpha t}(\log I - \log i);$$

la quantité de vapeur contenue dans une colonne verticale indéfinie serait alors représentée par une couche d'eau d'épaisseur

$$e = \frac{22{,}5}{(1 + \alpha t)\varepsilon}(\log I - \log i).$$

La température moyenne de la vapeur est généralement inconnue et peu différente de zéro (dans une colonne illimitée), de sorte que le plus souvent on pourra prendre sans erreur sensible

$$E = 22{,}5\,(\log I - \log i)$$

et

$$e = \frac{22{,}5}{\varepsilon}(\log I - \log i).$$

Les mesures de transmissibilité à travers l'eau peuvent ainsi fournir de précieux renseignements sur la quantité de vapeur contenue à chaque instant dans l'air. « Si, par exemple, dit M. Desains, à 2 heures du soir on trouve au rayonnement solaire une transmissibilité plus grande qu'elle n'était à 10 heures du matin, on en conclura un accroissement dans le poids des vapeurs atmosphériques traversées par les rayons, et si, à 10 heures du matin, on a pris la précaution d'observer, non pas seulement la transmissibilité du rayonnement solaire direct, mais aussi celle de ce rayonnement déjà transmis à travers plusieurs épaisseurs d'eau différentes, il sera facile d'évaluer en colonne liquide le surcroît de vapeur développée dans l'air de 10 heures du matin à 2 heures du soir. Tout au moins l'on saura l'épaisseur d'eau qui produit le même effet que la vapeur surajoutée. »

Enfin j'ai montré (p. 19) comment la mesure très-simple du pouvoir absorbant d'une feuille d'or battu indiquait nettement à chaque instant la composition sans cesse variable de la radiation incidente.

Intensités disponibles (*voir* p. 64).

DISTANCES zénithales.	ÉPAISSEURS ε.	760 MILLIMÈTRES.		750 MILLIMÈTRES.		740 MILLIMÈTRES.		730 MILLIMÈTRES.		720 MILLIMÈTRES.	
		I.	log I.	I.	log I.	I.	log I.	I.	log I.	I.	log I.
0° 0....	1,000	2,403	0,38072	2,405	0,38104	2,406	0,38135	2,408	0,38166	2,410	0,38200
10....	1,016	2,401	0,38034	2,402	0,38065	2,404	0,38099	2,405	0,38112	2,407	0,38162
20....	1,065	2,394	0,37916	2,396	0,37949	2,398	0,37983	2,400	0,38019	2,401	0,38051
30....	1,156	2,382	0,37696	2,384	0,37732	2,386	0,37771	2,388	0,37807	2,390	0,37843
40 ...	1,306	2,363	0,37337	2,365	0,37383	2,367	0,37419	2,369	0,37460	2,371	0,37502
50....	1,555	2,330	0,36732	2,333	0,36785	2,335	0,36833	2,338	0,36881	2,340	0,36932
60....	1,995	2,274	0,35654	2,277	0,35736	2,280	0,35801	2,283	0,35860	2,287	0,35927
70....	2,902	2,162	0,33487	2,167	0,33578	2,171	0,33672	2,175	0,33761	2,180	0,33855
75....	3,809	2,056	0,31300	2,062	0,31420	2,067	0,31543	2,073	0,31662	2,078	0,31782
80....	5,57	1,864	0,27055	1,872	0,27230	1,879	0,27392	1,887	0,27585	1,894	0,27753
85....	10,22	1,440	0,15844	1,451	0,16156	1,462	0,16494	1,473	0,16807	1,484	0,17145
86....	12,2	1,287	0,10971	1,300	0,11394	1,312	0,11793	1,326	0,12275	1,334	0,12516
87....	14,9	1,111	0,04561	1,123	0,05042	1,136	0,05524	1,148	0,06006	1,160	0,06440
88....	18,9	0,890	$\bar{1}$,94918	0,902	$\bar{1}$,95518	0,915	$\bar{1}$,96121	0,928	$\bar{1}$,96744	0,940	$\bar{1}$,97326
89....	25,1	0,631	$\bar{1}$,79970	0,642	$\bar{1}$,80763	0,654	$\bar{1}$,81555	0,666	$\bar{1}$,82378	0,677	$\bar{1}$,83102
90....	35,5	0,353	$\bar{1}$,54797	0,363	$\bar{1}$,56026	0,373	$\bar{1}$,57163	0,383	$\bar{1}$,58268	0,393	$\bar{1}$,59474

TABLE DES MATIÈRES.

PREMIÈRE PARTIE.

MESURE DE L'INTENSITÉ DE LA RADIATION SOLAIRE.

Pages.

CHAPITRE I. — Mesure de la lumière du Soleil..... 4

CHAPITRE II. — Mesure de la puissance chimique du Soleil..... 7

CHAPITRE III. — Mesure de la chaleur du Soleil..... 11

I. — Méthode statique..... 11

II. — Méthode dynamique..... 22

SECONDE PARTIE.

ABSORPTION ATMOSPHÉRIQUE. — RÔLE DE LA VAPEUR D'EAU.

Bouguer et Pouillet..... 39

Forbes..... 44

Tyndall, Soret et Desains..... 46

Violle..... 56

Crova, Bunsen et Roscoë, Marchand..... 69

CONCLUSIONS.

Table des intensités disponibles..... 72

5349 PARIS. — IMPRIMERIE DE GAUTHIER-VILLARS,
Quai des Augustins, 55.

COUNTWAY LIBRARY OF MEDICINE
QC
911
V74

RARE BOOKS DEPARTMENT